

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Martin Pinc

POZOROVANÉ A PROJEKTOVANÉ ZMĚNY TEPLOT V OBLASTI ALP A JEJICH DOPADY

**THE OBSERVED AND PROJECTED TEMPERATURE CHANGES IN
THE ALPINE REGION AND THEIR CONSEQUENCES**

Bakalářská práce

Praha, 2017

Vedoucí práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne

.....
podpis

Poděkování:

Děkuji své školitelce RNDr. Lucii Pokorné, Ph.D. za odbornou pomoc, konzultace odborných témat a trpělivost. Zároveň děkuji RNDr. Miloslavu Müllerovi za doporučení práce a za výklad teorie k tématu počasí a klimatu.

Zadání bakalářské práce

Název práce

POZOROVANÉ A PROJEKTOVANÉ ZMĚNY TEPLOT V OBLASTI ALP, JEJICH PŘÍČINY A DOPADY

Cíle práce

Cílem práce je prostudovat zejména časopiseckou literaturu zabývající se teplotními trendy v oblasti Alp v posledních 60 letech a dohledat, zda a jak se mění teplotní trendy s rostoucí nadmořskou výškou. V druhé části shrnout očekávaný vývoj teplot v oblasti Alp do konce 21. století.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Studovanou oblastí jsou evropské Alpy a přilehlé nížiny. Práce má charakter rešerše. Kromě doporučené literatury je třeba dohledat další články, které se zabývají klimatickými změnami a jejich dopady ve studované oblasti. Je nepochybné, že teploty v Alpách od poloviny minulého století rostou, rychlost oteplování v různých nadmořských výškách v Alpách se však liší. Proto je nutné hledat příčiny, které ke změnám teploty vedou, a popsat mechanismy jejich působení. Dále zjistit, jaké zpětné vazby a v jaké míře se v různých nadmořských výškách uplatňují. Změny klimatu v následujících desetiletích mohou vést ke změně hydrologických poměrů a jistě dopadnou i na biosféru. Scénáře předpokládaných změn teplot byly v posledních letech modelovány pomocí regionálních klimatických modelů s vysokým rozlišením a publikované v mezinárodních časopisech. Jejich shrnutím lze přehledně popsat očekávané změny klimatu a důsledky těchto změn pro přírodní ekosystémy i lidskou společnost.

Datum zadání: 7. prosince 2016

Jméno studenta: Martin Pinc

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Jméno studenta: Martin Pinc

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Pozorované a projektované změny teplot v oblasti Alp, jejich příčiny a dopady

Abstrakt

V práci je uvedeno shrnutí poznatků z odborných prací zabývajících se výzkumem a vývojem klimatu v Alpách. V textu je uvedeno fyzickogeografické členění Alp, modely sloužící k popisu vývoje teplot do budoucna a přírodní a lidské faktory, které ovlivňují vývoj klimatu v alpské oblasti, a také jsou v práci popsány možné důsledky tohoto vývoje. Práce se věnuje popisu vývoje klimatu zejména ve Švýcarských Alpách a oblasti Walliských Alp na švýcarsko-italské hranici.

Další část práce se zabývá scénáři vývoje klimatu a rozděluje je podle předpokládaného vývoje emisí a uvádí k jednotlivým scénářům předpokládaný vývoj teplot. Poslední část práce se věnuje modelování vývoje teplot pomocí výzkumu letokruhů stromů. Cílem práce je popsat modely vývoje klimatu používané v alpské oblasti, jejich spolehlivost a určit, v jakých případech se modely vývoje klimatu odlišují od dat naměřených na meteorologických stanicích. Dalším cílem práce je určit faktory, které přispívají k oteplování v Alpách. V práci je uvedena také prognóza vývoje teplot a popis důsledků tohoto vývoje.

The observed and projected temperature changes in the Alpine region and their consequences

Abstract

This paper studies findings from researches that describe development of a climate change in the Alps. This text shows geography of the Alps, and also models that define future temperature changes and natural and human factors which affect climate change in the Alpine region. One of the main topics in this paper are possible consequences of the climate change. This paper studies climate change in the Swiss Alps and in Wallis Alps on Swiss-Italian border.

The next section of this paper studies scenarios of climate change and divides them according to emission development. Paper also shows the projected temperature changes in the Alps. The last chapter of this paper describes modelling of climate change using tree-ring based temperature reconstructions. The main goal of this work is to accurately describe climate change models used in the Alpine region, to discuss their reliability and to determine in which cases the model temperatures differ from temperature data measured at meteorological stations. Another goal of this work is to determine physical and human factors that contribute to surface temperature warming in the Alps. This paper also shows predictions of temperature development in the Alps and its possible consequences.

Obsah

1. Úvod	9
2. Fyzickogeografický popis Alp.....	11
2. 1. Členění Alp.....	11
2. 2. Podnebí Alp a jeho specifika	11
2. 3. Vodstvo Alp	12
2. 4. Nejvyšší vrcholy Alp.....	13
3. Procesy ovlivňující klima Alp - modelování klimatu a způsoby měření teplot	13
3. 1. Globální a regionální model klimatu	13
3. 2. Rozdělení alpské oblasti, přístupy k popisu klimatu	13
3. 3. Závislost teplot na nadmořské výšce.....	14
3. 4. Modelování a projektování klimatu v Alpách.....	14
3. 5. Orografická data, se kterými pracují ansámblové modely	18
4. Vývoj klimatu v Alpách a faktory, které jej ovlivňují.....	19
4. 1. Vliv člověka na klima	19
4. 2. Možné příčiny klimatických změn a vliv socioekonomické sféry na klima.....	19
4. 3. Fyzickogeografické procesy ovlivňující klima	20
4. 4. Diskuze: Je klima Alp ovlivněno spíše člověkem, nebo přírodními procesy.....	21
4. 5. „Katastrofický“ scénář vývoje klimatu.....	23
4. 6. Názor autora na příčiny oteplování v Alpách	23
4. 7. Význam skleníkových plynů při oteplování	23
5. Modely vývoje klimatu a emisní scénáře	24
5. 1. Tvorba emisních scénářů.....	25
5. 2. Projektované teploty podle modelů emisních scénářů.....	26
5. 3. Změna klimatu a oteplování v Evropě jako celku	27
5. 4. Předpokládané změny klimatu ve Švýcarsku a nejistoty projekcí.....	28
5. 5. Další možná vysvětlení rozdílných trendů teplot v nížinách a na vrcholech Alp.....	30
6. Faktory, které přispívají k oteplování	31
6. 1. Procesy související se zvyšováním teplot v Alpách.....	31
6. 2. Ostatní důsledky změny klimatu	33
6. 3. Klima a jeho důsledky související s vodními toky v Alpské oblasti	33
7. Paleoklima a výzkum vývoje klimatu podle letokruhů.....	35
7. 1. Vývoj klimatu ve střední Evropě od roku 1500	35

7. 2. Geografie a klima regionu Sudet	36
7. 3. Průběh výzkumu letokruhů stromů.....	36
7. 4. Výsledky výzkumu letokruhů stromů	38
7. 5. Srovnání výsledků s alpským regionem.....	39
7. 6. Závěr studie letokruhů	40
8. Závěr	41
Seznam použité literatury.....	43

Seznam obrázků

Obr. č. 1: Fyzickogeografická mapa oblasti Alp.....	12
Obr. č. 2: Grafické znázornění vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce.....	15
Obr. č. 3: Průměrné roční teploty naměřené v období 1980 - 2005.....	16
Obr. č. 4: Relativní vlhkost vzduchu naměřená v nížinách Alp a ve vyšších polohách Alp.....	17
Obr. č. 5: Roční hodnoty krátkovlnného záření zaznamenaného na meteorologických stanicích.....	18
Obr. č. 6: Procentuální změna úhrnu srážek za období 1961 – 1990 ve švýcarských Alpách.....	22
Obr. č. 7: Srovnání výsledků pravděpodobnostních projekcí teplot a srážek za použití kombinace RCM-GCM a samotných GCM.....	29
Obr. č. 8: Změny v objemu sněhu v Alpách v různých nadmořských výškách. Předpokládaný vývoj objemu sněhu podle klimatických scénářů.....	34
Obr. č. 9: Oblast výzkumu paleoklimatu za pomoci skenování letokruhů stromů.....	37

Seznam tabulek

Tab. č. 1: Anomálie teplot za referenční období 1961-1990.....	40
--	----

Seznam použitých zkratk

AL – alpská oblast

CEU – střední Evropa

EA – východní Evropa

GCM – globální klimatický model

HIRHAM – Dánský meteorologický institut

CHRM – švýcarský ansámblový model klimatu

ICTP – Mezinárodní centrum teoretické fyziky

IP – Iberský poloostrov

RCM – regionální klimatický model

SC – Skandinávie

SMHI – Švédský meteorologický institut

STR-IND – rekonstrukce teplot z letokruhu založené na tzv. individuálním detrendingu

STR-RCS – rekonstrukce teplot z letokruhu pomocí regionální standardizace křivky

TRW – index šířky letokruhu stromu

1. Úvod

Téma globální změny klimatu a oteplování je probíráno velmi podrobně ve studiích a odborných pracích od českých i zahraničních autorů. Již méně se ovšem hovoří o změnách klimatu v konkrétních geografických regionech, jako jsou Alpy. Přitom také tyto lokální změny klimatu mohou mít v dlouhodobém důsledku velmi zásadní dopady na změny počasí či úbytek sněhu a ústup horských ledovců a také mohou v konečném důsledku ovlivnit i toky některých evropských řek. Hlavním cílem této práce je objasnit a shrnout některá pozorování, která byla provedena na meteorologických stanicích v alpských oblastech, a to jak na švýcarské straně Alp, tak také na jejich italské straně. Budou probírána naměřená data o povrchové teplotě a také budou charakterizovány změny podnebí z hlediska měnicího se gradientu závislosti teploty na nadmořské výšce.

Je nutné dodat, že nebyla prováděna tak rozsáhlá měření v alpských regionech jako v oblastech nížin, kde je meteorologických stanic více. Nejedná se tedy o podrobná data teplot v horských oblastech, tyto údaje by ale stále měly být reprezentativní, co se týče analýz teplot a prognóz do budoucna.

Zahraniční autoři také diskutují o tom, zda je změna ve všech částech Alp stejná a zda je možné Alpy zahrnout pod jeden samostatný klimatický celek. Měření v tomto regionu se velmi často liší a není zde shoda názorů na změnu teplot.

Tento alpský region je považován za velmi důležitý v roli zásobárny vod, zejména díky tomu, že 40% evropských řek má své zdrojnice právě v Alpách a tato oblast slouží také jako pásmo výskytu rozmanitých druhů rostlin i živočichů. Tyto ekosystémy by však mohly ohrozit právě klimatické změny, které patrně v této oblasti probíhají.

V odborných pracích popisovány změny podnebí pozorované ve vyšších nadmořských výškách v alpských oblastech. Podle některých názorů jsou změny teploty ještě výraznější a klima se zde otepluje více než v oblastech s nižší nadmořskou výškou.

Naměřená data teplot se ovšem liší v závislosti na umístění stanic v různých nadmořských výškách a také na úklonu svahu k různým světovým stranám. Proto nemohou být tyto údaje považovány za univerzálně platné.

Ke změnám teplot přispívají také skleníkové plyny, které přispívají ke změnám teplot jak v globálním, tak také v lokálním měřítku.

Odborné práce uvádějí skleníkové plyny jako jednu z příčin nárůstu teplot v nížinách i v horských oblastech Alp, přičemž změna teplot je v nížinách výraznější.

Na tuto skutečnost upozorňuje i většina odborných prací, kde se uvádí, že zvyšování teplot probíhá v obou lokalitách - v nížinách i v horách, na což mají vlivy právě aerosoly a skleníkové plyny obsažené v atmosféře.

Na změnu teplot má vliv i plocha sněhové pokrývky v horských oblastech. Jedním z důležitých faktorů, který ovlivňuje povrchovou teplotu je albedo (Jedná se o míru odrazivosti tělesa nebo jeho povrchu. Jde o poměr odraženého elektromagnetického záření k množství dopadajícího záření. Na povrchu Země se míra mění podle využití ploch. Tedy pokrývka sněhu vykazuje vyšší míru odrazivosti slunečního záření, než plocha bahnité půdy.). Tedy sněhová pokrývka a albedo vliv na výkyvy teplot během dne a noci a také je možné pozorovat vyšší nárůst teplot v oblastech bez sněhové pokrývky, protože právě přítomnost sněhu má za následek vyšší odrazivost a nižší výkyvy teplot během dne.

Dále se uvádí, že přítomnost sněhu, ledu, oblačnosti, výparu a vlhkosti v půdě za faktory, které ovlivňují a zkreslují měření na meteorologických stanicích a tyto faktory mají vliv na rozdílné výsledky v naměřených hodnotách teplot.

V této práci bude jedním z hlavních cílů nalezení shody názorů ve studiích zahraničních autorů a poukázání na důležitost zkoumání právě této oblasti. Na Přírodovědecké fakultě již byla zpracována práce, která měla za cíl shrnout vývoj teplot ve většině horských oblastí světa.

Tato práce objasní nejen samotný vývoj teplot, ale v práci se bude diskutovat také o možných dopadech změn teplot na sněhovou pokrývku, na počasí a na změny zásob vody ve střední Evropě.

Nejprve bude v této práci popsán region z fyzickogeografického hlediska pro seznámení s tímto regionem.

2. Fyzickogeografický popis Alp

2. 1. Členění Alp

Odborné práce se neshodují na jednotném popisu Alp, nejběžněji se ovšem v pracích uvádí členění Alp na Západní a Východní Alpy.

Do oblasti Západních Alp se řadí zejména Švýcarské Alpy, a také pohoří Alp na hranici Švýcarska a Itálie, a také alpská pohoří na hranici Itálie a Francie, které lež jen několik desítek kilometrů od Středozemního moře (Šlégl, 2002).

Východní Alpy zahrnují pohoří Alp v Rakousku, na rakousko-italské hranici a také pohoří Alp ve Slovinsku, a také pohoří na hranici Chorvatska a Slovinska (Šlégl, 2002).

V některých pracích je orografický celek Alp rozdělen také na Západní, Střední a Východní Alpy. Do Západních Alp se řadí zejména pohoří na italsko-francouzské hranici, Střední Alpy zahrnují pohoří Alp ve Švýcarsku a na švýcarsko-italské a rakousko-švýcarské hranici a Východní Alpy zahrnují pohoří ve vnitrozemí Rakouska, na rakousko-italské hranici, pohoří Alp ve Slovinsku a pohoří na slovinsko-chorvatské hranici (Encyclopaedia Britannica, 2011).

Podrobnější členění uváděná v odborných pracích rozděluje Alpy na pohoří o menší rozloze, od východu na západ jsou pohoří Alp rozdělena takto: Dinárské Alpy, Julské Alpy, Taury, Bavorské Alpy, Dolomity, Švýcarské Alpy (Bernské Alpy, Walliské Alpy, Mont Blanc, Jura), Peninské Alpy a Přímořské Alpy (Encyclopaedia Britannica, 2011).

2. 2. Podnebí Alp a jeho specifika

Pohoří v Alpách leží na rozhraní klimát střeoevropského podnebí a suchého podnebí Panonské nížiny. Panonská pánev se táhne se napříč střední a východní Evropou a na západě zasahuje do pohoří Alp (Šlégl, 2002).

Šlégl (2002) uvádí, že horách hrají roli faktory nadmořské výšky, návětrné a závětrné strany. Nejvyšší roční srážky spadnou v průměru v Julských Alpách (2500 mm), nejnižší potom ve Walliských Alpách (500 – 600 mm). Nad výškou 3000 m jsou průměrné roční srážky v Alpách téměř 1500 mm (Šlégl, 2002).

Podle Šlégla (2002) v oblasti Alp můžeme zaznamenat také vertikální teplotní gradient. S přibývajícím výškou klesá teplota a to zhruba o jeden stupeň na každých 170 m výšky. Alpy se nacházejí v pásu pouhých 5 stupňů zeměpisné šířky, ale setkáme se tady prakticky se všemi druhy klimatu od mírného podnebí až po arktické.

Vyskytuje se zde také specifické proudění vzduchu. Vítr vane směrem od vrcholů pohoří do nižších poloh. Tento fenomén je nazýván fén a přináší často oteplení do nižších poloh, zejména na východ či na sever od alpské oblasti. Na severu Alp jsou to jižní fény. Přes Alpy se přenášejí vzduchové vrstvy od Středozemního moře. Jižní svahy jsou svažovány dešti,

získávají tak kondenzační teplo, stoupají do vyšších poloh, přenášejí se prouděním přes vrcholy Alp a padají na severní stranu hor (Šlégl, 2002).

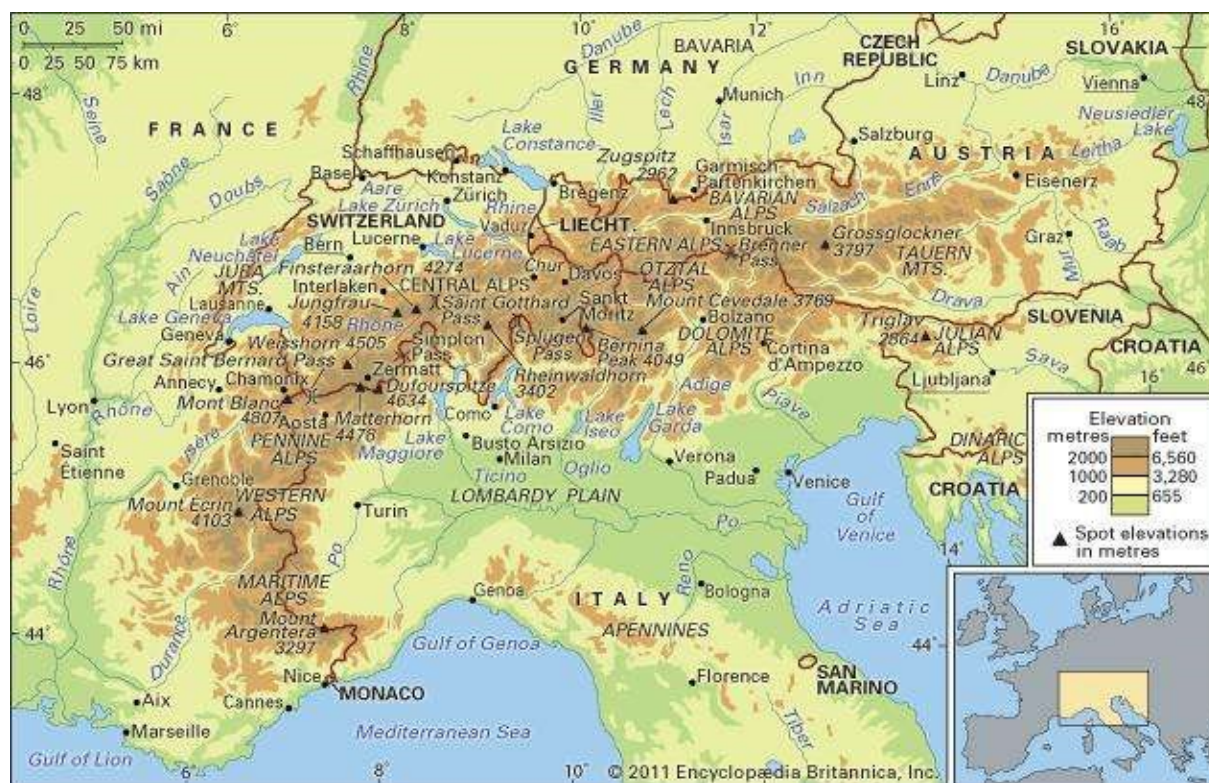
Rozboru průměrných teplot v alpské oblasti je v této práci věnována kapitola 2. 4.

2. 3. Vodstvo Alp

Alpy jsou podle Šlégl (2002) nejvýznamnější pramennou oblastí ve střední Evropě. Na mnoha jejich vrcholech či hřebenech se nacházejí evropská rozvodí. Alpské řeky nebo povodí se po překonání stovek kilometrů vlévají do moří (Středozemní moře, Jaderské moře, Černé moře, Severní moře).

Ve Východních Alpách tvoří toky povětšinou dlouhá údolí, rovnoběžná s hřebeny hor (Dráva, Inn, Enns). Rozdíly oproti Východním Alpám najdeme v Západních Alpách, toky zde vytvářejí kratší a příkřejší údolí, většinou s velkým převýšením (Aara, Rýn, Rhône). Zde vznikly na mnoha místech vodopády (mezi nimi jsou to Krimmelské vodopády). Řeky v Alpách jsou z velké většiny napájeny z ledovců, a proto jsou jejich toky ovlivněny objemem tajícího sněhu a na jaře či v létě dosahují nejvyšších průtoků (Šlégl, 2002).

Následující obrázek č. 1 ukazuje podrobnější rozdělení Alp. Mapa ukazuje jak celky vyššího řádu, tedy Západní Alpy, Střední Alpy a Východní Alpy, tak také orografické celky nižších řádů, jako jsou Dolomity, Taury, Bavorské Alpy, Švýcarské Alpy či Penninské Alpy. Zároveň mapa ukazuje významné vodní toky pramenící v Alpách, jako jsou Rýn, Rhône, Inn, Dráva, Pád, či Sáva.



Obr. č. 1: Fyzikogeografická mapa oblasti Alp (Encyclopaedia Britannica, 2011)

2. 4. Nejvyšší vrcholy Alp

Nejvyšší vrchol Alp Mont Blanc se nachází v Montblanském masivu a dosahuje nadmořské výšky 4809 m n. m. V masivu Mont Blanc se nachází ještě 18 dalších vrcholů s výškou nad 4000 m n. m. Mezi nejvyšší pohoří Alp patří Walliské Alpy ve Švýcarsku, kde se nachází více než 35 vrcholů převyšujících 4000 m n. m. Mezi nimi jsou to vrcholy Dufourspitze (4 634 m n. m.), Nordend (4609 m n. m.), či Matterhorn (4 478 m n. m.) (Šlégl, 2002).

3. Procesy ovlivňující klima Alp - modelování klimatu a způsoby měření teplot

3. 1. Globální a regionální model klimatu

Na úvod této problematiky je vhodné definovat globální a regionální klimatický model.

Globální klimatické modely popisují proudění vzduchu v atmosféře Země, dále pak popisují mechanismy oceánských proudů, které ovlivňují výskyt tlakových útvarů v atmosféře. Dále modely pracují se změnami teplot a tlaku v atmosféře a vysvětlují výskyt stálých tlakových výší (anticyklon) a níží (cyklon), které se nacházejí v atmosféře Země. Tlakové útvary mají vliv na stálost či nestabilitu klimatu, které panuje v dané oblasti na zemském povrchu (Pierce, 2009).

Globální a regionální modely klimatu zároveň předpovídají vývoj změny polohy nestálých tlakových útvarů, které ovlivňují počasí a klima v atmosféře (Kotlarski a kol. 2015).

Regionální klimatické modely (RCM) poznatky o cirkulaci vzduchu aplikují na určitou oblast a popisují vývoj klimatu. Zároveň slouží k přesnějšímu popisu proudění vzduchu.

Regionální klimatické modely se používají při modelování klimatu v oblasti Alp. S těmito regionálními klimatickými modely popisují klima v Alpách autoři Kotlarski a kol. (2015), jejichž práce je zásadní pro některé poznatky uvedené dále v této práci.

3. 2. Rozdělení alpské oblasti, přístupy k popisu klimatu

Autoři Kotlarski a kol. (2015) rozdělili svou analýzu klimatu do čtyř hlavních regionů: Iberský poloostrov (IP), Alpská oblast (AL), východní Evropa (EA) a Skandinávie (SC). Práce bude diskutovat poznatky těchto autorů zejména z Alpské oblasti.

Tito autoři pracují se souborem dat z období od roku 1961 do roku 2000 a vytvářejí modely vývoje teplot v tomto období. Dále se zabývají vývojem teplot v budoucím období, konkrétně od roku 2070 do roku 2099. Prognózy vývoje teplot a popis vývoje klimatu do budoucna v regionu Alp patří mezi hlavní témata této práce.

Konkrétně v Alpské oblasti autoři Tudoroiu a kol. (2016) popisují trend vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce a jejich práce také předkládá prognózy vývoje klimatu

v Alpských oblastech. Dále tito autoři uvádějí některé faktory ovlivňující klima, které hrají roli při určování vývoje teplot. Mezi tyto faktory patří albedo, výskyt oblačnosti, srážky a také délku trvání slunečního svitu.

Ve studii od autorů Philipona a kol. (2013) uvádějí, že průměrná teplota se v alpské oblasti v období mezi lety 1981 a 2005 zvyšovala výrazněji v nížinách, než ve vyšších polohách. Přesto podle většiny modelů je zde patrný nárůst teplot nejen v nížinách, ale i při vrcholech Alp.

3. 3. Závislost teplot na nadmořské výšce

Pokud hovoříme o oblastech s členitým reliéfem, tak právě Alpy jsou oblastí, kde se tento typ orografie vyskytuje.

S tím souvisí i variabilita teplot, kdy se teplota mění s rostoucí nadmořskou výškou. S tímto modelem teplot pracují zejména autoři Pepin a kol. (2015). Autoři uvádějí, že tento trend je zásadní pro ústup hranice věčného sněhu. Tím, jak dochází k postupnému oteplování v nížinách, se snižuje podíl odrazu slunečního záření od povrchu, a tím je čím dál více záření zemí absorbováno, následně dochází k postupnému oteplování v nížinách. Pokud by tento trend pokračoval, docházelo by k úbytku sněhové pokrývky nejen v nížinách, ale i ve vyšších polohách, v důsledku čehož by docházelo ke zvyšování absorpce slunečního záření ve vyšších polohách a tím ke zvýšení teplot ve vyšších nadmořských výškách.

Podle těchto autorů nedochází k tak rychlému oteplování v polárních oblastech s věčným sněhem, protože je zde vyšší albedo (odrazivost slunečního záření od zemského povrchu). Pokud bude docházet k oteplování v nižších polohách alpského regionu, dojde také k úbytku sněhu, hodnota albeda se sníží a zemský povrch bude absorbovat více tepelného záření, pak lze očekávat zvyšování teplot ve vyšších polohách.

3. 4. Modelování a projektování klimatu v Alpách

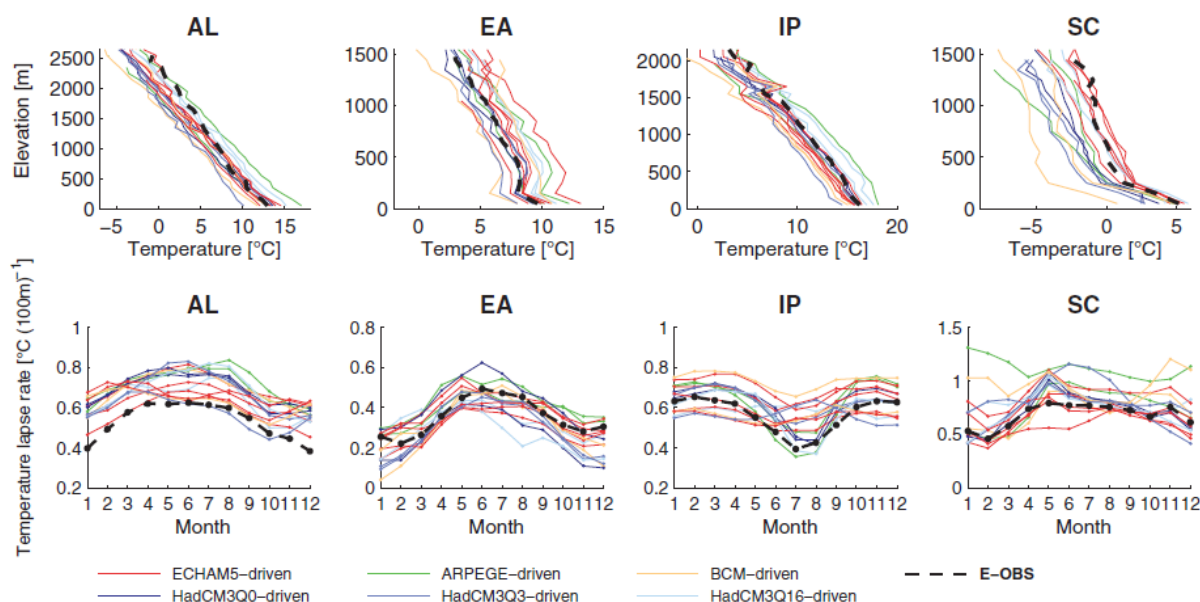
Autoři Kotlarski a kol. (2015) použili několik modelů, které měli za cíl zachytit průběh vývoje teplot a také vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce za posledních 40 let 20. století, a ukázat tak přesnost jednotlivých modelů, které se snaží popsat vývoj klimatu.

Při tvorbě průběhu vývoje teplot v období v závislosti na nadmořské výšce od roku 1961 do roku 2000 byly v práci výše zmíněných autorů použity regionální klimatické modely od několika meteorologických institutů. Mezi ně patří modely HIRHAM, RCA či Aladin. Tyto modely vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce byly následně srovnány s naměřenými teplotami v Alpské oblasti (Kotlarski a kol., 2015).

V obr. č. 2 jsou uvedeny teploty, které jsou srovnávány s jednotlivými regionálními klimatickými modely ze čtyř evropských regionů. Kromě regionu Alp (AL) jsou zde pro srovnání uvedeny i další regiony – východní Evropa (EA), Pyrenejský poloostrov (IP), Skandinávie (SC). Přesnost RCM se liší v jednotlivých regionech. Zatímco v alpské oblasti popisují tyto modely trend závislosti teplot na nadmořské výšce poměrně přesně ve srovnání s naměřenými teplotami, v dalších regionech, zejména pak ve Skandinávii modelovaná teplota dosahuje větších rozdílů v porovnání s naměřenými teplotami (Kotlarski a kol., 2015).

Dále je v obr. č. 2 ve spodní části uveden vertikální teplotní gradient pro každý měsíc v roce v období posledních 40 let 20. stol. Zde je v případě alpské oblasti tento údaj nadhodnocen, modelované teploty jsou vyšší o 0,2° až 0,4° C než naměřené teploty.

Dále v této práci (kapitola 4. 1.) je vysvětleny možné důvody takového rozdílu v prognózách teplot podle RCM oproti naměřeným teplotám.



Obr. č. 2: Grafické znázornění vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce, horní grafy znázorňují závislost průměrné roční teploty na nadmořské výšce změřené na meteorologických stanicích ve 2 m nad povrchem v období mezi lety 1961 a 2000 (černá čárkovaná čára), ostatní linie znázorňují modelované teploty, tedy předpokládané, dle jednotlivých modelů.

Spodní grafy ukazují vertikální gradient teplot v každém měsíci v roce. Gradient těchto teplot je v levé ose grafu vyčíslen v jednotkách °C na 100 m, opět jsou zde uvedeny změřené teploty z meteorologických stanic a barevnými liniemi jsou znázorněny prognózy jednotlivých modelů ANSI - ENSEMBLE (Kotlarski a kol. 2015).

Pokud budeme hodnotit přesnost modelů, teploty, které ukazují, se velmi liší od naměřených údajů na meteorologických stanicích, a to víceméně ve všech oblastech Evropy včetně Alp.

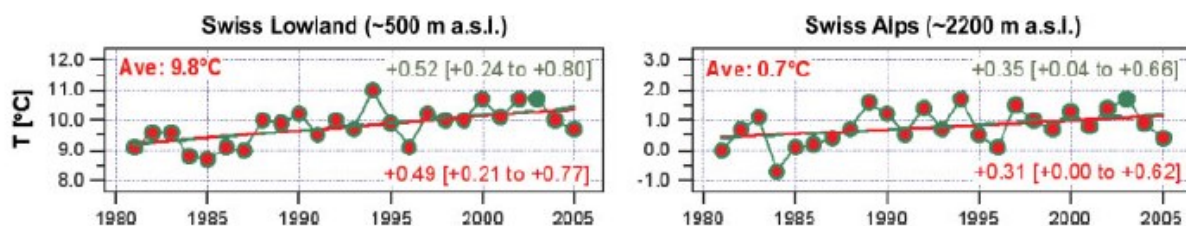
Autoři Kotlarski a kol. (2015) přesto uvádějí, že bez ohledu na rozdíly, které ukazují jednotlivé modely, modely přesto zachycují shodně trend vývoje a závislosti teploty na nadmořské výšce.

Podobně tento vývoj teplot popisuje práce autorů Philipona a kol. (2013), v níž porovnávají teploty změřené na 25 stanicích v nížinách švýcarských Alp (do 800 m n. m.) a na 10 stanicích na vrcholech či pod vrcholy horských štítů Alp (do 3600 m n. m.).

Tito autoři získali data o teplotách T , relativní a absolutní vlhkosti vzduchu, a krátkovlnném záření z měření z meteorologických stanic, a to vše za období od roku 1981 do roku 2005.

V měření, které tito autoři získali, jsou uvedeny průměrné roční teploty.

Pokud srovnáme oba grafy v obr. č. 3, tedy měření teplot z nižších poloh Alp (levý graf) a změřené teploty z vyšších poloh Alp (pravý graf), tak v obou grafech je zřejmý nárůst průměrné teploty již za období 25 let. Ve vyšších polohách není nárůst teplot tak výrazný.



Obr. č. 3: Průměrné roční teploty naměřené v období 1980-2005. Levý graf ukazuje průměrné roční teploty v nížinách Alp a pravý ukazuje změřené teploty na vrcholech (vyšších než 800 m n. m.). Dále je v grafu znázorněna regresní linie ukazující trend vývoje průměrných teplot (Philipona, 2013).

Studie od autorů Philipona a kol. (2013) a také Kotlarski a kol. (2015) shodně poukazují na zvyšování teplot v Alpách, a to jak teplot závislých na nadmořské výšce, tak také průměrných ročních teplot

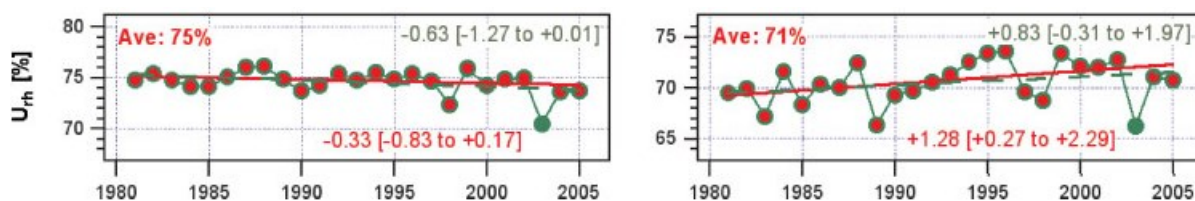
Autoři Kotlarski a kol. (2015) na základě změřených teplot z období 1961-2000 předpokládají, že vývoj teplot bude podobný v období od roku 2070 do 2100, tedy že se teplota bude postupně v Evropě zvyšovat.

Dalším důležitým údajem je relativní vlhkost. Relativní vlhkost udává poměr mezi okamžitým množstvím vodních par ve vzduchu a množstvím par, které by měl vzduch o stejném tlaku a teplotě při plném nasycení. Je tedy důležitým údajem při určování počasí a klimatu. S měnící se teplotou vzduchu se mění i jeho relativní vlhkost. Obecně platí, že čím vyšší je hodnota relativní vlhkosti, tím je vyšší šance na tvorbu oblaků.

Teplota vzduchu určuje bod kondenzace, tedy takový bod, kdy je vzduch maximálně nasycený vodními parami. Teplota vzduchu se mění s jeho výškou, a tím také v rozdílných výškách dosáhneme při rozdílné relativní vlhkosti bodu nasycení.

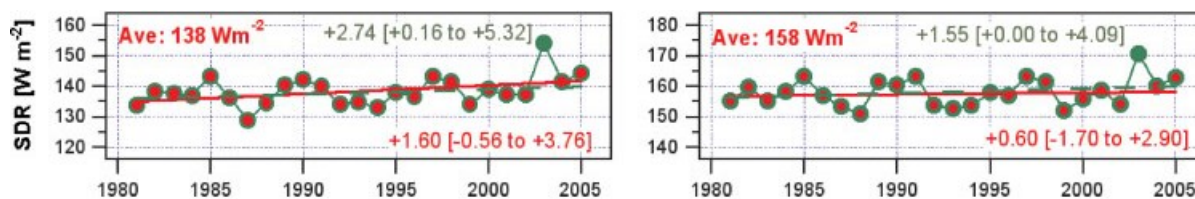
Na následujícím obr. č. 4 jsou zobrazeny grafy relativní vlhkosti naměřené na meteorologických stanicích ve Švýcarských Alpách. Z grafů lze vyčíst, že hodnota relativní vlhkosti se v nížinách Alp (levý graf) postupně mírně snižovala, naopak ve vyšších polohách Alp kolem 2200 m n. m. (pravý graf) se relativní vlhkost zvyšovala. V grafu je zeleně označen rok 2003, který byl mimořádný z hlediska údajů o relativní vlhkosti, její hodnota byla výrazně nižší než v předchozím, a také následujícím roce, proto není tento údaj započítán do průběhu regresní křivky.

Údaje z grafů vypovídají o tom, že v nížinách Alp postupně je nižší šance k výskytu oblaků, naopak ve vyšších polohách alpské oblasti je pravděpodobnost výskytu oblaků vyšší a s ní pravděpodobně přichází i častější srážky. K tvorbě oblačnosti dojde za předpokladu, že dojde při těchto naměřených relativních vlhkostech k nasycení vzduchu vodními parami. Pro přesnější určení, zda dochází k vyšší tvorbě oblaků, by bylo nutné prozkoumat meteorologická data o teplotě a relativní a absolutní vlhkosti za jednotlivé dny.



Obr. č. 4: Relativní vlhkost vzduchu naměřená v nížinách Alp do 800 m n. m. (levý graf) a ve vyšších polohách Alp, vyšších než 800 m n. m. - pravý graf (Philipona a kol., 2015).

Množství krátkovlnného záření (část viditelného, blízkého ultrafialového a blízkého infračerveného světla) je vyznačeno v obr. č. 5. Z těchto údajů můžeme pozorovat, že množství krátkovlnného záření dopadajícího na povrch se v nižších polohách Alp (levý graf) postupně zvyšuje, s tím může souviset i nižší výskyt oblačnosti v nižších polohách alpské oblasti. Množství krátkovlnného záření se velmi mírně zvyšuje i ve vyšších polohách Alp, kde je průměrné množství záření naměřené za rok vyšší, než v nižších polohách. Opět do regresní křivky nebyl započítán rok 2003, ve kterém byly zaznamenány velmi vysoké hodnoty dopadajícího záření, mnohem vyšší, než byly v letech předtím nebo potom. Obecně lze usuzovat, že slunečního záření dopadajícího na povrch se ve švýcarské alpské oblasti zvyšuje.



Obr. č. 5: Roční hodnoty krátkovlnného záření zaznamenaného na meteorologických stanicích (Philipona a kol., 2013).

Podle výše uvedených Obr. č. 4 a 5 lze soudit, že oblačnosti v Alpách postupně ubývá, a to zejména v nižších polohách. Meteorologické stanice zaznamenávají stále více slunečních dnů v roce, což přispívá ke zvýšení teplot během dne. Ve vyšších nadmořských výškách množství slunečního záření dopadajícího na povrch zůstává přibližně stejné za pozorované období, ovšem relativní vlhkost se za toto období v průměru zvýšila, což svědčí o vyšší šanci na tvorbu oblačnosti, případně srážek (Philipona a kol. 2013).

Z těchto pozorování je možné posuzovat postupnou změnu teplot a klimatu v této oblasti, bez ohledu na mimořádné hodnoty naměřené v roce 2003, zde zaznamenáváme vyšší intenzitu slunečního záření, zvyšování teplot v nižších i vyšších polohách Alp a změnu relativní vlhkosti.

3. 5. Orografická data, se kterými pracují ansámblové modely

Podle autorů Kotlarski a kol. (2015) ansámblové modely vývoje klimatu pracují s orografickým povrchem, na kterých se predikuje vývoj teplot či srážek. Orografický povrch je v modelech použitých těmito autory důležitý zejména proto, že vyšší horské vrcholy (přibližně kolem 1500 m n. m. a výše) vytvářejí srážkový stín a panuje v nich velmi odlišné klima, na rozdíl od nížin. Je zde více srážek během roku a průměrné roční teploty jsou nižší. Proto se vždy v ansámblových předpovědích pracuje s orografickým povrchem.

Vymodelovaný orografický povrch není vždy přesný, reliéf je zkrácený na základě rozlišení výškových dat v reliéfu. Autoři Kotlarski a kol. (2015) pracovali s 15 různými modely klimatu, které se vždy, více či méně, lišily od skutečného povrchu.

Podle těchto autorů je znázornění orografického povrchu důležité také pro grafické znázornění vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce. Jak je uvedeno již výše, je pozorování vývoje teplot zásadní s ohledem i pro budoucí vývoj klimatu. V tomto případě je také důležité alespoň přibližné znázornění zemského povrchu, na kterém lze modelovat také lokální odlišnosti klimatu v určitých částech Alp.

Pokud bychom byli schopni určit lokální odlišnosti vývoje teplot v různých částech alpského regionu, více by odpovídaly výsledné teploty v modelech klimatu naměřeným teplotám v místech s lokálními odlišnostmi klimatu (Kotlarski a kol., 2015).

4. Vývoj klimatu v Alpách a faktory, které jej ovlivňují

Vývoj klimatu je velmi diskutovaným tématem zahraničních autorů, vývoj klimatu se ve vybraných člancích v této práci uveden na základě změřených teplot. Teplota v Alpách je ovlivňována celou řadou faktorů, jak přírodních, tak socioekonomických. V další části této práce budou tyto faktory probírány.

4. 1. Vliv člověka na klima

Předpokládá se, že člověk a vývoj společnosti byl jedním z rozhodujících vlivů, který ovlivnil klima v posledních 75 letech (Beniston a kol. 2012).

Jak uvádí autoři Beniston a kol. (2012) jsou právě horské regiony jedny z nejvíce náchylných na změny mikroklimatu, které ovlivňuje činnost člověka.

Výše zmínění autoři označují za procesy k tomu přispívající zejména úbytek oblačnosti a vysušování půd. Dále se ve své práci zmiňují o ústupu ledovců, sněhové pokrývky, a také o změny vývoje hladiny řek, které jsou zásobeny právě ledovci či sněhovými a dešťovými srážkami.

Tito autoři také hovoří o změně klimatu, která v souvislosti s činností člověka nastává. V jižní části Evropy, v oblasti mezi řekou Rhônou a Černým mořem bylo pozorováno snížení letních úhrnů srážek až o 40% z celkového množství za posledních 75 let. Naopak v severní Evropě, zejména ve Skandinávii jsou pozorovány nepravidelně se opakující zvýšené úhrny srážek, které v důsledku způsobují lokální povodně.

V posledních 75 letech došlo ve švýcarských Alpách ke zvýšení zimního minima (prosinec, leden, únor, březen) od $-0,5^{\circ}\text{C}$ změřenou v dekádě 30. let 20. stol. na hodnotu $1,8^{\circ}\text{C}$ změřenou na meteorologických stanicích v dekádě 90. let 20. stol (Beniston a kol., 2012).

Dále tito autoři přičítají změnu teplot k nižšímu výskytu oblačnosti v Evropě během léta a také ke snížení rozlohy sněhové pokrývky v Alpách z důvodu snížení úhrnu sněhových srážek v zimě.

Autoři dále uvádějí, že postupné oteplování v oblasti Alp bude mít za následek sice zvýšení úhrnu sněhových srážek ve vyšších polohách Alp, ale zároveň dojde k dramatickému snížení úhrnu srážek sněhu v nižších polohách alpské oblasti.

4. 2. Možné příčiny klimatických změn a vliv socioekonomické sféry na klima

Autoři Philipona a kol. (2013) uvedli práci, která měla za cíl popsat procesy v atmosféře, které napomáhají ke zvyšování průměrných teplot v Alpách.

Tito autoři uvádějí, že jedním z procesů, které přispěly ke zvýšení teplot v Alpách, je nižší výskyt aerosolů v atmosféře. V souvislosti s omezeními emisí, které byly v 70. a 80. letech zavedeny, byl výskyt těchto látek v atmosféře výrazně snížen. Nižší výskyt aerosolů může mít souvislost právě se snížením výskytu krystalických jader a také nižší tvorbě oblaků. Výskyt oblačnosti je, podle zmíněných autorů, nepatrně nižší než v minulosti.

4. 3. Fyzickogeografické procesy ovlivňující klima

Pepin a kol. (2015) uvádějí, že přírodní procesy mají také vliv na změnu klimatu, na rozdíl od vlivu člověka jsou tyto přírodní procesy většinou stálé a s časem se příliš nemění.

Autoři Pepin a kol. (2015) tyto procesy souhrnně uvedli ve své práci, jedná se o albedo, oblačnost, vodní výpar a kombinace těchto procesů.

Tito autoři uvádějí, že průměrná teplota ve 2 m nad povrchem v alpské oblasti bez sněhové pokrývky je přibližně 0,4° C. Také uvádějí, že tato teplota je v případě pokrytí povrchu sněhem v Alpách nižší.

Pojmem **albedo** rozumíme odrazivost slunečního záření, zpravidla od bílých, ale i od jiných povrchů. Co se týče Alp, je zřejmé, že albedo bude vyšší v zimním období, kdy se na vrcholech i v nížinách nachází sněhová pokrývky.

Autoři Pepin a kol. (2015) uvádějí, že nadmořská výška hranice věčného sněhu je ovlivněna právě albedem. Protože světelné záření se odráží od bílého povrchu sněhu, dochází také ke zvyšování jeho povrchové teploty a k tání sněhu. Proto dochází k pozvolnému ústupu hranice věčného sněhu do vyšších poloh Alp.

Tito autoři také uvádějí, že tento proces ovšem není ve všech oblastech Alp stejný, doba a výskyt světelného záření souvisí s tvarem reliéfu. Úklon ke světovým stranám a sklon svahu má zásadní vliv na vytvoření rozdílných světelných podmínek a tím je také ovlivněna hranice věčného sněhu. Na severních strmých svazích se zpravidla hranice věčného sněhu nachází ve výrazně nižší nadmořské výšce, než je hranice věčného sněhu (nebo také sněžná čára) na mírném jižním svahu.

Vzniká tak rozdílné mikroklima a proces ústupu sněhové pokrývky a hranice věčného sněhu neprobíhá vždy stejně ve všech oblastech Alp.

Oblačnost

Autoři Pepin a kol. (2015) uvádějí tvrzení, které hovoří o dopadu změny četnosti oblačnosti nad Alpami. Četnost oblačnosti ovlivňuje jak krátkovlnné (UV), tak dlouhovlnné záření (IR). Záření je odcloněno vrstvou oblaků, a ne vše se dostane na povrch. Proto se předpokládá, že oblačnost má vliv na výměnu tepla na povrchu.

Podle těchto autorů, pokud dojde v Alpách ke zvýšení teploty ve vrstvách pater oblačnosti, dojde ke změně bodu kondenzace a pokud se nedosáhne tohoto bodu kondenzace, oblaky se tvořit nebudou.

Autoři nabízejí tvrzení, že pokud se budou teploty takto zvyšovat, bude docházet k rychlejšímu oteplování ve vyšších polohách Alp. Uvádí také pozorování, která zjistila, že změnu teplot v Alpách ovlivňuje výskyt mlhy či slohy oblaků - stratusu. Tedy pokud dojde k oteplení ve vrstvách oblačnosti, dojde také k nižšímu výskytu oblaků či mlhy a tedy i k oteplení povrchu.

Vodní výpar

Vodní výpar také hraje svoji roli v oteplování v Alpách. Autoři Pepin a kol. (2015) uvádějí, že vodní výpar a také látky, které působí jako skleníkové plyny má značný vliv na tepelný tok zpět na povrch a přispívají k tvorbě skleníkového efektu. Tento efekt oteplování byl pozorovaný i ve vyšších polohách Alp a také jiných světových pohoří.

Není zcela známo, jakou mírou je tento proces ovlivněn člověkem, protože socioekonomická činnost přispívá k tvorbě skleníkových plynů a v konečném důsledku i k oteplování povrchu vrcholů Alp.

4. 4. Diskuze: Je klima Alp ovlivněno spíše člověkem, nebo přírodními procesy

Uvádí se, že klima v Alpách ovlivňují jak přírodní, tak člověkem podmíněné procesy. Jak uvádějí autoři souhrnné studie o klimatu, v alpské oblasti se jedná o souhrn přírodních a člověkem ovlivněných procesů, některé mají vyšší vliv na oteplování, některé naopak nepřispívají tolik (Pepin a kol., 2015).

Autoři této studie uvádějí, že albedo ovlivňuje teplotu výrazně v nižších polohách Alp, ale ve vyšších nadmořských výškách je vliv tohoto procesu na klima značně snížený.

Dále tito autoři uvádějí, že **aerosoly**, vypouštěné do ovzduší činností člověka, patrně již nemají tak velký význam, co se týče oblasti Alp, protože tyto látky se ve vyšších polohách Alp již dnes nachází jen omezeně, někdy jen v určitých lokalitách v okolí měst (Pepin a kol, 2015).

Názor autorů Pepin a kol. (2015) je takový, že pro oteplování v horských oblastech jsou důležité zejména fyzickogeografické procesy, jako je albedo, vodní výpar a doba trvání slunečního záření. Vliv těchto procesů je zdokumentovaný v měřeních na meteorologických stanicích. Podle měření provedených pomocí satelitů je rovněž možno vliv těchto procesů na klima pozorovat.

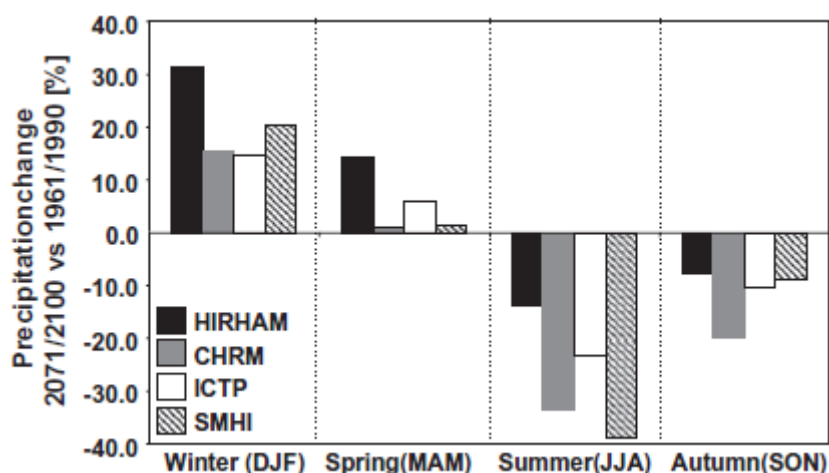
Rozdílný názor zastává práce od autorů Beniston a kol. (2012), ve které se uvádí, že zejména úbytky oblačnosti a vysoušení půd může za oteplování v Alpské oblasti. Uvádějí, že významný podíl na oteplování má člověk.

Dále tito autoři uvádějí jako důležitý faktor pro změnu klimatu hustotu zalesnění, nebo také obecně využití půd v alpské oblasti. Protože v minulosti proběhlo četné odlesňování Alpské oblasti, může toto mít vliv jak na oteplování, tak také na procesy jako je sesuv půd.

Tímto tématem se také zabývá práce od Zweifela a kol. (2004), která uvádí, že nedostatek vody v půdě v horských oblastech nemá přílišný vliv na jehličnaté a listnaté lesy, protože v těchto horských oblastech Alp přijímají stromy vlhkost přímo z atmosféry, nikoliv jen z půd.

Autoři Beniston a kol. (2012) dále varují, že nedostatek vody může mít následky na zásoby elektrické energie v oblasti Alp. Podle těchto autorů nebude moci být prováděna stavba nových hydroelektráren, a tím může potenciálně dojít k nedostatku elektrické energie v Evropě.

Jak ukazuje obr. č. 6, má dojít v letech 2071-2100 k výraznému snižování úhrnu srážek ve švýcarských Alpách oproti srážkám za období 1961-1990, a to zejména v letních a podzimních měsících, množství srážek by se mělo v letních měsících zvýšit. Ovšem jak uvádí Beniston a kol. (2012), důsledkem tohoto vývoje by měl být celkový úbytek úhrnu srážek a měla by nastat období sucha v oblasti švýcarských Alp.



Obr. č. 6: Procentuální změna úhrnu srážek mezi obdobími 1961 – 1990 a 2071 - 2100 ve švýcarských Alpách. Výsledky jsou rozděleny na jednotlivá roční období a také jsou rozděleny podle měření jednotlivých meteorologických institucí. HIRHAM – Dánský meteorologický institut, CHRM: švýcarský ansámblový model s vysokým rozlišením. ICTP – Mezinárodní centrum teoretické fyziky (Terst, Itálie). SMHI – Švédský meteorologický institut (Beniston a kol., 2012).

4. 5. „Katastrofický“ scénář vývoje klimatu

Autoři Beniston a kol. (2012) uvádějí také jeden ze scénářů vývoje teplot pro období 2071 až 2100. Za dané období by se měly teploty v Alpách v létě (červenec, srpen) zvýšit průměrná teplota v těchto měsících o 4° C a v zimě (prosinec, leden) až o 6° C. Tento vývoj by znamenal ústup sněhové pokrývky do vyšších nadmořských výšek a celkové zvýšení teplot na hodnoty, které jsou dnes možné pozorovat pouze v nížinách střední Evropy. Tito autoři tento vývoj předpokládají na základě získaných dat o teplotách z období 1961 – 1990. Můžeme jen spekulovat, zda budou jejich odhady přesné, či zda se tyto odhady skutečnosti blížit nebudou.

4. 6. Názor autora na příčiny oteplování v Alpách

Nabízí se tvrzení, že jak člověk, tak také přírodní procesy dohromady přispívají k oteplování v této oblasti. Tedy že tento vývoj klimatu je řízen oběma těmito procesy. Co se týče skleníkových plynů, tak nejvíce obsaženým plynem v atmosféře, který má vliv na teploty na povrchu, je vodní pára. Vodní pára obsažená v atmosféře je zásadním přírodním faktorem, protože tvoří oblačnost a ovlivňuje množství slunečního záření, které dopadá na povrch Alp. Se slunečním zářením souvisí albedo, na které má zásadní vliv sněhová pokrývka. V částech Alp se sněhovou pokrývkou na povrchu máme možnost pozorovat vyšší odrazivost slunečního záření a teploty se zde nezvyšují tak rychle během několika let, jak můžeme pozorovat v nížinách. Nemůžeme ovšem opomenout vliv člověka, protože v minulosti byly dopady průmyslové činnosti pozorovatelné i v alpské oblasti, vyšší množství CO₂ zde přispělo k oteplení a vypouštění oxidů síry z činnosti tepelných elektráren se projevilo na alpské vegetaci.

Protože je navíc člověkem odčerpávána voda pro průmyslové, hydroelektrické a také turistické potřeby, právě to může podle autorů Beniston a kol. (2012) vést k nedostatku vody v Alpských oblastech.

Dle mého názoru se kombinací těchto jevů docílilo ke zvýšení teplot, které ukazují obr. č. 2 a 3 uvedené dříve v této práci.

4. 7. Význam skleníkových plynů při oteplování

Autoři Philipona a kol. (2013) uvádějí, že skleníkové plyny mají větší vliv na oteplování v nížinách, než ve vyšších nadmořských výškách Alp. V nížinách, zejména na podzim přispívají skleníkové plyny k tvorbě inverzní oblačnosti. Naopak vliv skleníkových plynů je podle jejich zjištění mnohem nižší při horských vrcholech, než se předpokládalo.

Protože skleníkové plyny se již v alpské oblasti ve velkém množství přirozeně nachází (zejména se jedná o vodní páru), z důvodu častých změn počasí jsou další skleníkové plyny rozptýleny či nevystoupají do takto vysokých nadmořských výšek. Jejich vliv je proto zanedbatelný (Philipona a kol., 2013).

5. Modely vývoje klimatu a emisní scénáře

Dalším tématem souvisejícím s projekcí teplot je budoucí vývoj teplot a srážek. Tímto se zabývají ve své práci zahraniční autoři Zubler a kol. (2014). Tito autoři se pokusili popsat právě tento budoucí vývoj klimatu.

Na základě dostupných dat z meteorologických stanic za posledních 30 let v klimatické studii autoři Zubler a kol. (2014) popisují několik modelů vývoje klimatu, výsledky se v jednotlivých modelech liší podle použitých statistických metod.

V práci od autorů Zubler a kol. (2014) jsou uvedeny modely vývoje klimatu podle tří emisních scénářů. Emisní scénáře jsou následující:

- Scénář A1B předpokládá stejný vývoj emisí v první polovině 21. století, jako probíhal v posledních desetiletích a postupné snížení emisí v druhé polovině 21. stol. jako důsledek technologického pokroku v oblasti průmyslu.
- Scénář s názvem RCP3PD počítá se zredukováním emisí na takovou hodnotu, která byla v ovzduší před rokem 1900.
- Scénář A2 je definován stálým vývojem emisí podle toho, jak probíhal v posledních desetiletích

Jeden z modelů vývoje klimatu předpokládá zvýšení průměrných ročních teplot ve Švýcarsku o 3-6° C do konce 21. století (Fischer a kol. 2012 in Zubler a kol. 2014). Autoři ve výpočtech zohlednili vývoj emisí, uvedených v emisním scénáři s označením A1B. Dále vycházeli z naměřených teplot na meteorologických stanicích ve švýcarských Alpách od roku 1980 do roku 2009.

V těchto emisních scénářích je uveden základní faktor, který ovlivňuje výpočty vývoje teplot v těchto scénářích. Protože se jedná o emisní scénáře, hrají v nich důležitou roli právě emise CO₂ a jiných skleníkových plynů. Nutno podotknout, že mezi skleníkové plyny patří i vodní pára, která v těchto scénářích není uvedena mezi ostatními skleníkovými plyny (pozn. autora).

Autoři Zubler a kol. (2014) uvádějí také proces, důležitý pro alpskou oblast, zmíněný již dříve v této práci. Jedná se o albedo, které má vliv na vývoj teplot zejména v oblastech s pokrývkou sněhu.

5. 1. Tvorba emisních scénářů

Scénář A1B byl podle autorů Zubler a kol. (2014) vytvořen na základě ansámblových předpovědí a ansámblových modelů klimatu, v něm je výpočet výsledné teploty proveden na základě naměřených dat a pomocí rovnic jsou vypočítávány teploty do budoucna.

Podle těch stejných autorů je pro ostatní dva scénáře provedena analýza vývoje teplot na základě modelového měřítka globálních změn teplot.

Nutno dodat, že se jedná o předpokládaný vývoj teplot, může se tedy od skutečnosti lišit a jednotlivé modely mohou dospět ke zcela rozdílným výsledkům.

Předpověď vývoje klimatu zároveň nezahrnuje některé lokální jevy související s vývojem klimatu, může proto být značně zkreslena.

V ansámblové předpovědi je zpravidla zahrnuta nadmořská výška a změna teplot v závislosti na nadmořské výšce, do této předpovědi se však nezahrnuje možnost vzniku inverzí a jiných lokálních jevů ovlivňující okamžité denní teploty. Předpovědi zpravidla zahrnují delší časový úsek a uvádějí se v průměrných ročních teplotách (pozn. autora).

S tím souvisí i tvrzení od autorů Zubler a kol. (2014), ve své studii uvádějí, že přestože dnes se modelování klimatu věnuje mnoho odborníků, modelům často schází dostatečně vysoké rozlišení, co se týče jak časového, tak také prostorového rozlišení.

Přitom by tyto klimatické studie a modely klimatu mohli pomoci ve strategickém plánování v odvětví hydrologie, turistiky, zemědělství, nebo by také mohly vysvětlit vlny vpádu horkého vzduchu a období sucha, které byly zaznamenány v posledních několika letech.

Ve své klimatické studii se autoři Zubler a kol. (2014) zaměřují právě na grafické znázornění vývoje klimatu ve vyšším prostorovém rozlišení, aby zachytily pravděpodobný vývoj teplot ve Švýcarsku, a to nejen v lépe zdokumentovaných nižších polohách, ale také ve vyšších polohách Alp.

Tito autoři ve své studii provedli ansámblovou předpověď a také použili tzv. Bayesovu rovnici ke generování teplot a úhrnů srážek v souřadnicové síti o rozlišení $0,02^\circ \times 0,02^\circ$ zeměpisné délky (což je plocha přibližně o rozloze 2 km^2).

K této analýze bylo využito 20 regionálních klimatických modelů (RCM) z projektu ENSEMBLES (předpovědi vývoje klimatu), přičemž každý z těchto RCM je ve výpočtu řízen globálním modelem klimatu (GCM). RCM mají rozlišení přibližně $0,22^\circ$ zem. dél. stupně, což je zhruba 25 km^2 ve Švýcarsku.

Simulace vývoje teplot byly provedeny v časovém období mezi lety 1950 a 2050, některé z nich byly provedeny až do roku 2100.

Podle Zublera a kol. (2014) tvorba tohoto modelu je prováděna na základě tří metod:

1. Pomocí nashromážděných dat při zhodnocení variability naměřených dat a teplotních trendů
2. Aplikací Bayesova algoritmu podle práce Busera a kol. (2009) pro výpočty pravděpodobnosti teplotních hodnot.
3. Pomocí následného zpracování získaných dat pravděpodobnosti a variability vypočtených z klimatické změny, převzaté z modelů. Data byla následně ještě zpracována pro jednotlivé regiony v závislosti na jednotlivých ročních obdobích.

5. 2. Projektované teploty podle modelů emisních scénářů

S použitím těchto výpočtů dosáhli autoři Zubler a kol. (2014) těchto výsledků ve švýcarských Alpách (zkr. CHAW), co se týče projektovaných změn teplot v letní sezoně:

Pro léta 2070-99 je očekávané zvýšení teplot o 1,3 - 2,6° C podle scénáře RCP3PD.

Podle modelu A1B je očekáváno zvýšení teplot o 3,3 - 5,8° C za stejné období a podle modelu A2 je očekáváno zvýšení teplot o 3,9 - 6,7° C, také za stejné období.

Podle autorů (Kotlarski a kol. 2012 in Zubler a kol. 2014) se v budoucnosti očekává vyšší nárůst teplot ve vyšších nadmořských výškách podle projekcí z ansámblových modelů ENSEMBLES. To naznačuje, že je zde patrná závislost změn teploty ve srovnání s nadmořskou výškou.

Autoři Zubler a kol. (2014 také uvádějí, že trend oteplování je v nižších nadmořských výškách mimo alpskou oblast výraznější. Podle jejich studie je v letech 2020-49 trend oteplování o 0,05 °C vyšší v zimě a o 0,2 °C vyšší v létě a pro následující období mezi lety 2045-74 je oteplování o 0,15 °C vyšší v zimě a o 0,4 °C vyšší v létě.

Toto oteplení se týká pouze vybraných regionů, týká tedy alpské oblasti a nížin v okolí Alp.

Co se týče globálního pohledu na problematiku oteplování, je podle výše zmíněných autorů ve studii ENSEMBLES za použití mnoha modelů předpovězeno oteplení více než o 1 °C vyšší, a to zejména v období ke konci 21. stol.

Pokud hovoříme o srážkách, nalezneme zde podle autorů Zubler a kol. (2014) podobný trend jak ve vyšších polohách Alp, tak i v nížinách. V letních měsících se očekávají sušší období, a to shodně pro období 2045-74 a 2070-99 ve scénářích A1B a A2. Možné snížení úhrnu srážek se očekává podle scénáře A2 ke konci století až o 30 %.

K opačnému zjištění došli autoři této práce v zimě, kdy očekávají v západním Švýcarsku, mimo alpskou oblast snížení o úhrnu srážek o 20 % do konce tohoto století, přestože ve vyšších polohách by nemělo snižování srážek překročit 10 % trend úhrnu ve srovnání s nížinami.

Ve své práci autoři Zubler a kol. (2014) uvádějí i důvody tohoto rozdílného úhrnu srážek v nížinách a ve vyšších polohách. Tento vztah může být částečně vysvětlen absolutním množstvím srážek, který se zvyšuje s nadmořskou výškou jako důsledek orografických srážek (srážkový stín) a zvýšené konvekce. Proto většina srážek a konvekci vzniká ještě před vrcholy v alpské oblasti.

5. 3. Změna klimatu a oteplování v Evropě jako celku

Jak uvádí Zubler a kol. (2016), od konce 20. stol. lze za jednoznačnou příčinu globálního oteplování považovat změny v antropogenních emisích skleníkových plynů. Poslední tři desetiletí byla nejteplejší od období, kdy začalo přístrojové měření teplot na konci 19. stol. Tímto se autoři shodují s výzkumem Tremila a kol. (2015) kteří označili období od roku 2000 a dále za nejteplejší i co se týče období před měřeními meteorologickými nástroji.

Na regionální úrovni se klima otepluje na celém území s tendencí vyšších teplot v oblastech pevniny.

Analýza minulých období klimatických změn ve Švýcarsku ukázala, že docházelo ke zvyšování teplot přibližně 1,6krát v průměru rychleji než v ostatních pevninských oblastech severní polokoule s průměrným trendem oteplování přibližně o 0,14 °C za desetiletí mezi lety 1864 a 2000 (Begert a kol., 2005 in Zubler a kol., 2016).

Co se týče světových trendů vývoje srážek, předpokládá se, že v regionech světa, kde je srážek dostatek, bude úhrn srážek stoupat, zatímco v suchých regionech bude srážek méně (Held a Soden, 2006 in Zubler a kol., 2016).

Autoři Zubler a kol. (2016) zároveň ale dodávají, že tento koncept vývoje srážek byl již zpochybněn, co se týče pevninských oblastí. Ve středních zeměpisných šířkách, do kterých zasahuje i Evropa (pozn. autora), tendence vývoje srážek na pevnině, jak změřené, tak projektované, nejsou zdaleka tak zřejmé.

Přímo ve Švýcarsku, podle Zublera a kol. (2016), sjednocená měření ukazují na zvyšování srážek v období mezi lety 1864 a 2000, přičemž tento nárůst je výrazný jen na několika stanicích zejména v zimní sezoně.

Autoři Zubler a kol. (2016) poukazují na provedená měření a projektované změny klimatu. V nich se ukazuje potřeba spolehlivých a aktuálních informací o změně klimatu, které by

ukazovaly lokální až regionální změny, aby bylo možné efektivně zvládnout budoucí rizika změny klimatu.

Často se, podle Zublera a kol. (2016), vytvářejí projekce dat z globálních klimatických modelů, které mají horizontální rozlišení od 100 do 300 km, což je velmi hrubé měřítko pro použití zejména ve složitém terénu, jako jsou Alpy (pozn. autora).

Proto je potřeba použití efektivní metody tzv. downscalingu (zjednodušeně se jedná o zúžení, snížení měřítka u některých dat) pro přesnější popis klimatu v regionech.

Autoři Zubler a kol. (2016) uvádějí, že přes veškerý dosažený pokrok na poli modelování klimatu, od vytváření projekcí od lokálního přes regionální klima, jsou projekce klimatických změn spojeny s celou řadou nejistot, co se týče emisí skleníkových plynů přes nejistoty v modelech klimatu až po nejistoty vznikající z kolísání v přírodních procesech (Knutti a kol., 2010; Fischer a kol., 2012 in Zubler a kol., 2016).

Podle autorů Zublera a kol. (2016) je přednostně přírodní variabilita teplot a srážek tím faktorem, který limituje vznik signálů změny klimatu, přičemž tyto signály varují před klimatickou změnou na regionální úrovni v příštích desítkách let.

5. 4. Předpokládané změny klimatu ve Švýcarsku a nejistoty projekcí

Ve Švýcarsku je, podle Zublera a kol. (2016), současné scénáře změny klimatu CH2011 (z roku 2011) jsou založeny na modelových projekcích ENSEMBLES (van der Linden a Mitchell, 2009 in Zubler a kol., 2016) vycházejících z GCM a RCM modelů klimatu, tyto scénáře počítají s tzv. SRES A1B emisním scénářem (Nakicenovic a Swart, 2000; IPCC, 2007 in Zubler a kol. 2016).

Tito autoři také uvádějí, že změny teplot a úhrnů srážek byly vypočítány jako sezónní průměr pro pět klimatologických regionů a zahrnují 30letá období (1980-2009 a 2070-2099) v těchto scénářích změny klimatu.

Společné zhodnocení několika RCM-GCM projekcí bylo vytvořeno s tzv. Bayesovým algoritmem výpočtu kombinací modelů aby byly vypočítány pravděpodobnosti teplot předpokládaných změn klimatu (Buser a kol., 2009; Fischer a kol., 2012 in Zubler a kol. 2016).

Autoři uvádějí, že do konce 21. století (2070-2099) a podle teplotního scénáře A1B se projekce teplot výrazně liší od stavu, který byl zaznamenán v nedávném období (1980-2009) o několik stupňů Celsia.

Podle nejistoty v modelech a variability teplot uvnitř desetiletí, v měřeních se mohou vyskytovat odchylky o přibližně 1 °C od mediánu.

Autoři Zubler a kol. (2016) uvádějí, že co se týče srážek, Bayesův algoritmus neupřednostňuje velké změny od podzimu do jara, zatímco podle tohoto algoritmu by mělo

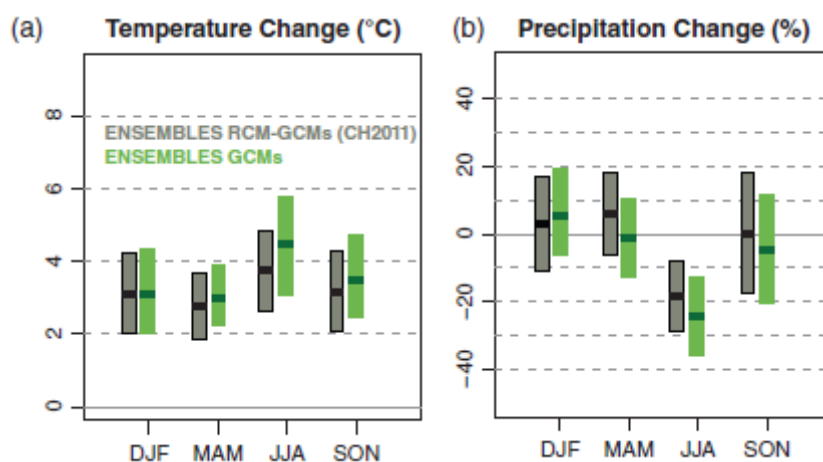
v létě dojít k 10 až 30% úbytku srážek při srovnání průměru srážkových úhrnů za období 1980-2009.

Toto tvrzení se shoduje s tvrzeními o úbytku srážek, která jsou uvedena od autorů Benistona a kol. (2012) dříve v této práci a jsou znázorněna v obr. č. 3.

Podle autorů Zublera a kol. (2016) jsou projekce teplot v modelu CH2011 založeny na neúplné matici RCM-GCM modelů z projektu ENSEMBLES, z čehož vyplývá, že ne všechny zastoupené regionální klimatické modely byly sloučeny s dostupnými globálními klimatickými modely. Zároveň ve 14 RCM-GCM projekcích, které byly vypočteny do roku 2100, je použito jen 6 globálních klimatických modelů (GCM).

Autoři Fischer a kol. (2012) zmiňují v práci od autorů Zubler a kol. (2016), že většina zdrojů nejistot v modelových projekcích v regionálním měřítku pramení z výběru specifického GCM, který nerespektuje výběr regionálního klimatického modelu.

V obr. č. 7 od autorů Zubler a kol. (2016) je znázorněno, že při použití stejné kombinace mnoha modelových algoritmů, jako použili autoři Fischer a kol. (2012) s použitím stejných kroků v pre- a postprocessingu v projekcích GCM simulací (místo spojených simulací RCM-GCM) se ve výsledku ukazují velmi podobné hodnoty.



Obr. č. 7: Srovnání výsledků pravděpodobnostních projekcí teplot (levý graf) a srážek (pravý graf) za použití kombinace RCM-GCM (šedé krabicové grafy) a samotných GCM (zelené grafy) v projektu ENSEMBLES (Zubler a kol., 2016).

Podle autorů Zubler a kol. (2016) toto naznačuje, že klimatické změny spojené s nejistotami v alpském regionu jsou z větší části určeny projekcemi globálních klimatických modelů.

Tento obr. č. 7 naznačuje, že projekce regionálního klimatu jsou značně ovlivněny jak počtem použitých GCM, tak také specifickou volbou GCM.

Přestože podle Zublera a kol. (2016) je dostupných 39 globálních klimatických modelů, které jsou zastoupeny v projekcích klimatu CMIP5, je pravděpodobné, že existuje výrazně menší nejistota v modelech použitých v evropské projekci klimatu EURO-CORDEX.

Bylo by tedy žádoucí, aby se předcházelo některým nejistotám pramenícím z GCM projekcí v regionálním měřítku.

Proto se ve své práci Zubler a kol. (2016) snaží o lepší vysvětlení GCM projekcí modelů s pokrytím větší plochy v alpské oblasti, při použití všech dostupných 39 globálních modelek klimatu.

Dále v této práci bude rozebráno shrnutí funkcí GCM v alpském regionu, podle studie, kterou vytvořili Zubler a kol. (2016).

5. 5. Další možná vysvětlení rozdílných trendů teplot v nížinách a na vrcholech Alp

Podle autorů Philipona a kol. (2013) bylo v nižších nadmořských výškách do 500 m n. m. pozorováno zvýšení teplot o zhruba 1,3 °C od roku 1981 do současnosti. Zajímavostí je, že ve vysokých nadmořských výškách kolem 2200 m n. m. v Alpách se zvýšila teplota o méně než 1 °C za stejné období.

Důkladné přezkoumávání teplot, vlhkosti a množství slunečního záření v nížinách a na alpských klimatických stanicích ukazují, že rozdíl v jednotlivých teplotních trendech pravděpodobně souvisí s nerovným oteplováním v důsledku sluneční radiace a nestejnoměrným působením skleníkových plynů.

Již zmínění autoři uvádějí, že tato měření byla prováděna na 25 alpských klimatických stanicích v nižších polohách Švýcarska a na 10 alpských stanicích při vrcholech Alp (v polohách od 1457 m n. m. do 3580 m n. m.).

Podle autorů Philipona a kol. (2013) se teplota podle měření na těchto stanicích v Alpách zvyšuje s nižší tendencí než v nížinách, přestože je trend zvyšování teplot v obou případech statisticky významný.

Nižší tendence zvyšování teplot v Alpách je překvapivá zejména proto, že modelové výpočty předpokládají vyšší vliv oteplování ze skleníkových plynů ve vyšších nadmořských výškách (Manabe a kol., 1991 in Philipona a kol., 2013).

Podrobněji o problematice snižování koncentrace aerosolů a ústupu oblačnosti podle Philipona a kol. (2013) existuje tzv. optická vrstva aerosolů, která má vliv na pohlcování slunečního záření, je větší v nížinách než při vrcholech Alp.

Proto je možné se domnívat, že nižší trend zvyšování solární radiace je nejspíše způsoben sníženým efektem aerosolů na sluneční záření ve vyšších nadmořských výškách.

Důsledkem sníženého efektu aerosolů je jeho úbytek v atmosféře, aerosoly již nejsou významným produktem průmyslové výroby a jejich vliv na změnu teplot v atmosféře se postupně snižuje (Pepin a kol. 2015).

Konkrétně byl tento trend pozorován na stanicích v Payerne (490 m n. m.) a v Davosu (1610 m n. m.).

6. Faktory, které přispívají k oteplování

Podle zjištěných údajů došlo k výraznému zvýšení teplot ve střední Evropě za poslední tři desetiletí, podle autorů Philipona a kol. (2013) je toto připisováno ke změně proudění krátkovlnného a dlouhovlnného záření ze Slunce v atmosféře.

Zajímavostí je, že zároveň bylo podle těchto autorů zjištěno, že zásoby vody a vlhkost půdy jsou ve střední Evropě dostatečné na to, aby docházelo k výparu vodní páry zpět do atmosféry za normálních podmínek. To částečně odporuje tvrzení od Benistona a kol. (2012), kteří uvádějí, že v posledních desetiletích z důvodů vpádu horkého vzduchu a množství suchých období půda ve střední Evropě a v Alpách trpí nedostatkem vlhkosti a že je zde reálná hrozba úplného vyprázdnění přítoků některých evropských řek.

Autoři Philipona a kol. (2013) přesto uvádějí, že podle jejich měření došlo ke statisticky významnému zvýšení relativní vlhkosti o $4,1 \text{ \% K}^{-1}$. Tito autoři diskutují o možných příčinách tohoto procesu. Je možné, že zvýšení relativní vlhkosti souvisí se značným vodním výparem v Alpách, který probíhá z důvodu změn cirkulace vzduchu. Dále je možné, že je tento jev ovlivněn větrem vanoucím od jihozápadu v určitých nadmořských výškách.

6. 1. Procesy související se zvyšováním teplot v Alpách

Jaký faktor je tedy hlavní v procesu oteplování ve střední Evropě? Podle autorů Philipona a kol. (2013) stojí za těmito změnami ve střední Evropě zvýšená radiace krátkovlnného a dlouhovlnného záření. Zejména dlouhovlnné záření ovlivňuje povrchové teploty v Alpách.

V nížinách se tato změna přičítá snižující se koncentraci antropogenických aerosolů a statisticky významné zvýšené době osvětlení a také ke zvýšené radiační bilanci v prům. o $0,85 \text{ W/m}^2$.

Z velké části za zvýšení solární radiace (proudění tepla ze Slunce na povrch Země) může snížená koncentrace aerosolů v atmosféře (Ruckstuhl a kol. 2008 in Philipona a kol. 2013).

Autoři Philipona a kol. (2013) shodně s autory Pepin a kol. (2015) uvádějí, že ke zvýšení teplot přispěl i částečný ústup oblačnosti z této oblasti.

Ovšem autoři Philipona a kol. (2013) se plně neshodují s názorem, že ústup oblačnosti má přímý vliv na oteplování v oblasti střední Evropy a Alp. Protože tento ústup oblačnosti může nepřímo souviset se snížením koncentrace aerosolů, má tento proces jen nepatrný vliv na změnu teplot.

Autoři zároveň uvádějí, že tato změna teplot je částečně kompenzována snížením dlouhovlnného záření odraženého zpět na povrch.

Skleníkové plyny a jejich role

Dalším procesem, který ovlivňuje radiační bilanci, je podle autorů Philipona a kol. (2013) zvýšená koncentrace skleníkových plynů, a to vede ke zvýšenému poměru dlouhovlnného záření pohlceného povrchem.

Tito autoři uvádí, že v nížinách se zvýšil, díky úbytku skleníkových plynů, poměr dlouhovlnného záření o třetinu, přesněji v prům. $0,35 \text{ W/m}^2$ v každé dekádě.

Sluneční záření

Dále uvádějí, že přibližně o dvě třetiny je zvýšen poměr dlouhovlnného záření díky zpětnému působení vodní páry v atmosféře, přibližně o $0,64 \text{ W/m}^2$, statisticky ale tato hodnota přesto není významná.

V samotných Alpách je ale vliv zvyšování doby slunečního svitu nízký a teplota se zde zvyšuje, podle autorů Philipona a kol. (2013) je zvyšování teplot v Alpách téměř výhradně důsledkem skleníkového efektu, projevujícího se výrazně zvýšeným působením zpětného vyzařování tepla vodní parou obsaženou v atmosféře, tento jev byl vyčíslen zpětnou vazbou tepla o hodnotě $1,82 \text{ W/m}^2$, což je statisticky významná hodnota a bývá opět vysvětlena změnou cirkulace vzduchu v Alpách (tedy nejspíše ustálením cirkulace či vynášením skleníkových plynů, včetně vodní páry, do vyšších poloh Alp, pozn. autora).

Tato analýza podle zmíněných autorů ukazuje, že je potřeba velké množství radiační energie na zvýšení vodního výparu v atmosféře, což je větší množství, než které je potřeba ke zvýšení teploty na povrchu.

V práci od autorů Pepin a kol. (2015) uvádějí více možných procesů, které vedou k oteplování, kromě již zmíněného dopadu záření na povrch, zmiňuje i vliv oxidu uhličitého, a také emisí ze spalování uhlí, které mají v některých horských oblastech světa vliv na oteplování.

6. 2. Ostatní důsledky změny klimatu

Ve své studii uvádí autoři Beniston a kol. (2012) procesy, které souvisejí s nestálým úhrnem srážek. Uvádějí, že Alpy jsou tzv. střechou Evropy, že právě v Alpách pramení mnoho řek, které mají svá povodí v západní, střední Evropě a v oblasti Středozemního moře.

Uvádějí, že jakákoli změna objemu sněhové pokrývky v horských oblastech může nést významné důsledky na průtoky řek, nejen proto, že tato změna by měla vliv na průtok řek a ovlivnila by jejich režim, ale také pro potenciální nebezpečí povodní, eroze a s nimi souvisejícími riziky přírodních katastrof.

Podle zmíněných autorů je ve Švýcarsku průměrný roční úhrn srážek přibližně 1500 mm za rok, z čehož se jedna třetina ztrácí výparem a přibližně dvě třetiny srážek otečou po povrchu. Malá část tohoto objemu vody je uložena v jezerech, přehradách a podzemních nádržích. Proto by podle těchto autorů nedostatek vody měl následky na zásoby pitné vody ve střední Evropě.

6. 3. Klima a jeho důsledky související s vodními toky v Alpské oblasti

Autoři Beniston a kol. (2012) uvádějí, že v 30km okruhu v Gotthardském regionu, na jihu Švýcarska, povrchový odtok napájí říční systémy, které jsou propojeny se Severním mořem, tedy povodí řeky Rýn. Tok Rýna reprezentuje asi 2/3 z celkového objemu vody tekoucího ze Švýcarska. Asi 18 % plochy povodí v tomto regionu náleží řece Rhône ve Středozemním moři. Jaderskému moři v tomto regionu náleží asi 10 % plochy povodí a povodí Černého moře, nebo také Dunaje má v tomto regionu 5 % plochy.

Podle těchto autorů jsou alpské vodní zdroje závislé na alpském klimatu, které zahrnuje vlhkost půdy, obnovu podzemních vod, výpar a povrchový odtok.

Dále tito autoři zmiňují řeku Rhône pramenící ve francouzských Alpách. Její přítoky jsou ovlivněny výparem, srážkami, umělými nádržemi a vodou z odtávajícího sněhu. Úhrny srážek během roku a tání ledu od května do října jsou důležitými zdroji vody v povodí řeky.

Další zdroje vody zůstávají na povrchu Alp v podobě sněhové pokrývky od listopadu do října, zatímco výpar dosahuje maxima během letních měsíců. Přehrady drží malou část vodních zdrojů sněhu, který během letních měsíců odtál, a srážek z letního období a tyto zásoby vod slouží také jako zásobárny energie později v roce (Beniston a kol., 2012).

Podle autorů Beniston a kol. (2012), mocnost sněhové pokrývky a její tání přímo souvisí s odtokem řek z Alp do různých částí Evropy.

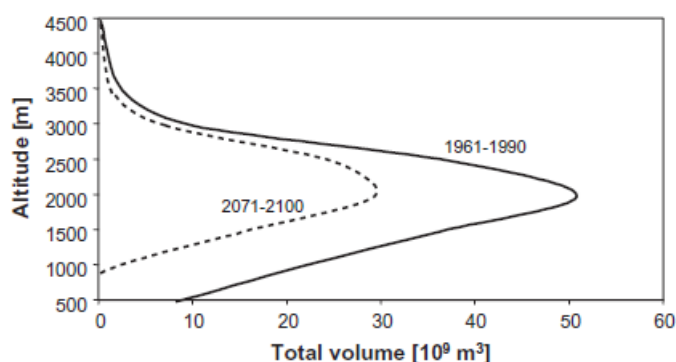
Tito autoři předpokládají, že podle toho, jak bude sněhová pokrývky ustupovat, se může odrazit v hydrologických poměrech řek a to také v konečném důsledku bude mít vliv

na změnu klimatu. Podle výše zmíněných procesů, které přispívají pravděpodobně k oteplování klimatu, je důležitý i průtok Alpských řek, které ovlivňují mikroklima a mohou také mít vliv i klima celé této oblasti.

Tito autoři uvádějí, že úhrn srážek je poměrně rovnoměrně rozložen během roku a zásoby vody v přehradách reprezentují malou část z celkových zásob vody v kapalném a pevném skupenství. Nejdůležitější sezónní údaj co se týče odtoku, je určen mocností alpské sněhové pokrývky, přesněji obdobími tání sněhu a také množstvím vody ze sněhu. Tento údaj je doplněn také množstvím sněhu nashromážděného předchozí zimu.

Tedy také sníh a jeho množství je určujícím faktorem, který může ovlivnit oblasti mimo Alpy a ovlivnit tím přírodní procesy jako je výpar či množství výskytu vodní páry v atmosféře.

Obr. č. 8 ukazuje předpokládanou změnu objemu sněhu, který se nachází v alpském regionu. Podle autorů Beniston a kol. (2012) by mělo dojít ke konci 21. století k výraznému snížení objemu sněhové pokrývky Alp, ve výškách kolem 2000 m n. m. by se měl objem výrazně snížit, až o $20 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ na hodnotu přibližně $30 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ což odpovídá úbytku sněhu o 40 % z původní hodnoty. Pokles sněhu má být podle těchto autorů výraznější v nižších nadmořských výškách, než je výška 2500 m n. m. Ve vyšších nadmořských výškách, vyšších než 2500 m, by sníh neměl výrazněji ustupovat.



Obr. č. 8: Změny v objemu sněhu v Alpách v různých nadmořských výškách. Předpokládaný vývoj objemu sněhu podle klimatických scénářů, které předpovídají zvyšování teplot o 4°C v daném období během zimy (Beniston a kol., 2012).

Pokud by se podle autorů Beniston a kol. (2012) naplnil scénář snižování objemu sněhové pokrývky, v letních měsících by nastalo odtokové maximum, pokud by ovšem ledovce měly stále dostatečný objem.

Podle tohoto scénáře by se poté snížily odtoky řek na jaře, což by souviselo s vymizením ledovců na horských vrcholech a v konečném důsledku ke snížení odtoků řek a delším obdobím sucha.

Tato teorie není v ostatních pracích diskutována, proto jsou její výsledky nejednoznačné. Není zřejmé, zda tento proces bude skutečně probíhat podle známých klimatických scénářů.

Jiní autoři, jako je Pepin a kol. (2015) ovšem diskutují téma, které s tímto procesem tání sněhové pokrývky nepřímo souvisí. V této práci již bylo několik scénářů vývoje klimatu uvedeno, další takové scénáře jsou uvedeny v práci výše zmíněných autorů.

7. Paleoklima a výzkum vývoje klimatu podle letokruhů

Podle Tremla a kol. (2015) se provádí stále více rekonstrukcí klimatu před obdobím nástrojů měření teploty a obraz o tom, jaká byla dřívější podoba klimatu, je nyní snáze dosažitelný.

V posledních několika letech bylo zjištěno více údajů o obdobích mezi nejchladnějšími obdobími, která panovala na Zemi v posledních 500 letech a tato období jsou nazývána „Malé doby ledové“ a jsou vázána na nejaktuálnější trend oteplování, který v období 17. a 18. století probíhal. Napříč Evropou byly údaje o tomto období zjištěny z letokruhů stromů a z písemných pramenů (Treml a kol., 2015).

Treml a kol. (2015) uvádí, že například bylo zjištěno mnoho údajů z letokruhů stromů v Alpách, Pyrenejích a Karpatech. Také uvádějí, že letokruhy stromů přináší velmi přesné údaje, co se týče vývoje teplot.

Tyto údaje byly zjištěny v několika regionech včetně Švýcarska, Německa, Polska, vysokých Alp a nejaktuálněji také ve střední Evropě, kde byla provedena rekonstrukce vývoje teplot až do začátku 16. stol.

Ovšem podle Tremla a kol. (2015) jsou zde stále nejasnosti ohledně výzkumných metod a v některých výzkumech chybí data, která by napověděla více o průběhu klimatu v minulosti.

Také určování vývoje teplot z letokruhů stromů není zcela jednoznačné, a také nezdědává vyžaduje subjektivní rozhodování a každá hypotéza pracuje s vlastními domněnkami, které vždy nemusí odpovídat datům získaných výzkumnou technikou z letokruhů stromů.

Autoři Treml a kol. (2015) zpracovali studii, která má za cíl rekonstrukci klimatu ve střední Evropě. Do tohoto regionu můžeme částečně zahrnout i Alpy, které zasahují i do geografického celku střední Evropa.

7. 1. Vývoj klimatu ve střední Evropě od roku 1500

Podle Tremla a kol. (2015) jsou chronologie letokruhů a písemné údaje z minulosti nepravidelně rozmístěny napříč Evropou a počet letokruhů, které jsou citlivé na teplotu mimo alpské regiony a ve větších zeměpisných šířkách, je jen velmi omezený.

Pokud podle Tremļa a kol. (2015) hovoříme o Sudetech a jejich části, která leží na česko-polské hranici, jsou regionem jen s velmi rozptýleným a vzácným počtem letokruhů, které nesou údaje jen o posledních dvou stoletích minulého tisíciletí. Spolehlivé záznamy teplot z tohoto regionu ve velké části 19. stol. nejsou dostupné.

Přestože jsou v Sudetech málo dostupná data z letokruhů stromů, ve studii od autorů Tremļa a kol. (2015) byl proveden průzkum průměru letokruhů pro tento region, aby bylo možné posoudit citlivost tohoto regionu na klima.

Podle chronologie letokruhů měli tito autoři také za cíl vytvořit letní teploty předcházející období měření pomocí meteorologických přístrojů, tedy přibližně před rokem 1881 (Głowicki, 1998 in Tremļa a kol., 2015).

Dále byly podle autorů Tremļa a kol. (2015) rozšířeny soudržnost, amplituda a prostorový podpis významných studených a teplých období zaznamenaných v nové rekonstrukci velikosti letokruhů pro Sudety a zjištěná data byla poté porovnána se souborem písemných údajů ze střední a východní Evropy.

Pomocí ansámbového přístupu byl kladen velký důraz na rozšíření získaných údajů v takovém rozsahu, aby byla rekonstruována chybějící data z letokruhů (Buntgen a kol., 2012 in Tremļa a kol., 2015).

7. 2. Geografie a klima regionu Sudet

Podle Tremļa a kol. (2015), pásmo pohoří Sudet zahrnuje v České republice Krkonoše, Hrubý Jeseník a Králický Sněžník, jejichž vrcholy shodně převyšují nadmořskou výšku 1400 m.

Průměrná roční teplota se ve výšce 1300 m n. m. pohybovala mezi 1,5 a 2,5 °C v období mezi lety 1961 a 1990 (Květoň, 2001; Migala, 2005 in Tremļa a kol., 2015).

Průměrné roční srážky měly v tomto období hodnotu od 1200 mm ve východních Sudetech do 1600 mm v západních Sudetech.

Horské lesy Sudet jsou od nadmořské výšky 900 m až po horní hranici lesa, podle Tremļa a kol. (2015), tvořeny převážně norskými smrky. Horní hranice lesa se v tomto regionu uvádí mezi 1250 a 1450 m n. m.

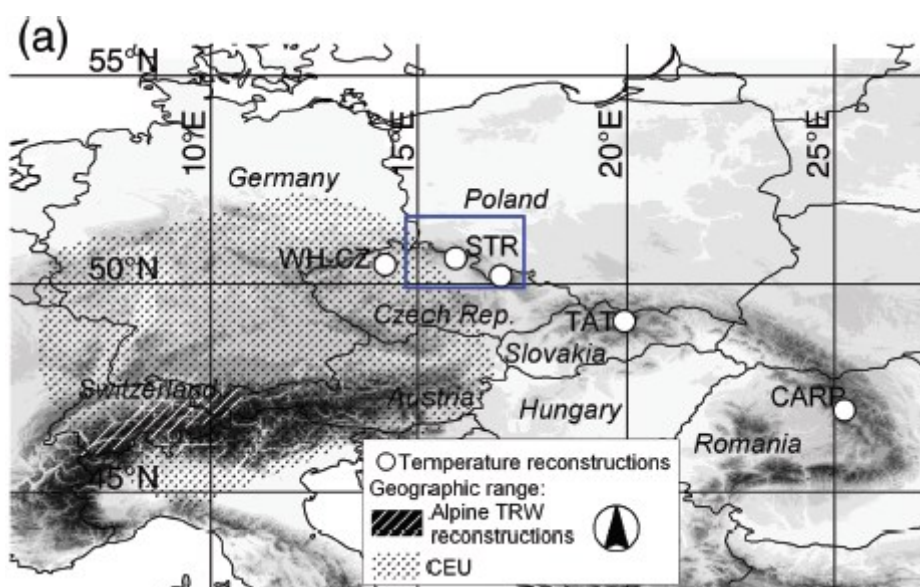
7. 3. Průběh výzkumu letokruhů stromů

Tremļa a kol. (2015) uvádějí, že výzkumné vzorky 280 živých norských smrků byly odebrány ze 13 míst v sudetském regionu (pět z nich v Hrubém Jeseníku a na Králickém Sněžníku a osm z nich pochází z Krkonošského horského pásma).

Všechna výzkumná místa byla vybrána tak, aby reprezentovala relativně nenarušenou vegetaci starších stromů mezi 1150 a 1350 m n. m. Dvě jádra byla vybrána z nenarušených stromů vnějšími vlivy, jako je vystavení větru a ohyb stromů z důvodu jejich růstu na svahu s velkým sklonem. 35 dalších vzorků bylo vyčleněno z vystavěných dřevěných chalup, které se nachází nad 1000 m n. m. v Krkonoších (Tremml a kol., 2015).

K určení stáří těchto stromů bylo poté použito zařízení TimeTable (z Vídeňského institutu archeologických věd). Každý změřený letokruh byl použit k následné analýze vizuálních dat letokruhů za použití softwaru PAST4 (Knibbe, 2004 in Tremml, 2015).

Oblast výzkumu těchto autorů Tremml a kol. (2015) je znázorněna v obr. č. 9, společně s rekonstrukcemi teplot prováděných v alpském regionu. Pod označením CEU je v tomto obr. č. 9 vyznačeno území střední Evropy.



Obr. č. 9: Oblast výzkumu paleoklimatu za pomoci skenování letokruhů stromů. Zároveň je na této mapě zakreslena oblast, kde byl prováděn výzkum zahraničních vědců na letokruzích alpských dřevin (Tremml a kol., 2015).

Autoři práce Tremml a kol. (2015) uvádějí, že za pomoci dřeva použitého na výstavbu historických budov se podařilo po zaznamenání hodnot skenování letokruhů srovnat tyto výsledky se živými stromy a výsledný datový soubor byl poté standardizován. Poté byla vytvořena chronologie dřevin v Sudetech a následně byla tato chronologie vytvořena po posouzení shody všech 13 chronologických datových řad.

V této práci byl dále použit tzv. TRW index (index šířky jednotlivých letokruhů). Jedná se zkráceně o index, díky kterému lze získat data o teplotách a jejich vývoji, při porovnání šířky

jednotlivých letokruhů. Rekonstrukce vývoje teplot v Sudetech byla později srovnána s existujícími rekonstrukcemi teplot ze střední a východní Evropy. Byla použita data jak o letokruzích, tak také z písemných pramenů (Tremel a kol., 2015).

V práci těchto autorů byly vytvořeny pohyblivé korelace teplot 31letého období, do nichž byly zahrnuty ostatní vypočtené chronologie letokruhů. Pro každou rekonstrukci teplot byla vypočtena zároveň amplituda průměrů teplot pro období 11 a 21 let.

Soubory dat z 251 stromů byly, podle Tremela a kol. (2015), získány ze 13 míst rozmístěných na nejvyšších horských vrcholech v Sudetech. Tyto soubory dat ukazují ze statistického hlediska velkou vnitřní korelaci, což umožňuje vytvořit jednotnou regionální časovou přímku.

Korelace mezi jednotlivými nálezy sahají od hodnoty 0,69 do 0,88 ve společném období. Ze vzorků stavebního dřeva bylo do datového souboru přidáno 22 nálezů z Krkonoš. Poslední regionální chronologie teplot byla poté vytvořena až do roku 1690 v deseti sériích dat (Tremel a kol., 2015).

Podle Tremela a kol. (2015) byl průměr TRW) 1,40 mm (index šířky letokruhu), se zřejmým věkovým trendem a s ním korespondující hodnotou růstu, která byla v krátkých cyklech větší, než hodnota růstu v dlouhých časových cyklech.

7. 4. Výsledky výzkumu letokruhů stromů

Podle Tremela a kol. (2015) se ukazují dvě období zvyšování teplot, které nastaly na přelomu 18. a 19. stol. Autoři tohoto výzkumu uvádějí, že nastalo zvyšování teplot mezi lety 1787 a 1797 s anomální teplotou 1,9 °C. Další anomálie teplot nastala v období 1873 až 1883, kdy se zvýšila teplota o 1,3 °C.

Jak letokruhy, tak také naměřená data, podle Tremela a kol. (2015) potvrdila, že poslední desetiletí (po roce 2000) patří k nejteplejším obdobím v této novodobé historii.

Co se týče jednotlivých roků, anomální zvyšování teplot nastalo v roce 1794 (o 3 °C) a anomálie zvýšení o 3,4 °C byla zaznamenána v letech 1798, 1881, 1946, 2002 a 2006 (3,8 °C).

Naopak období s výrazně chladnými teplotami byla zaznamenána v dřívějších obdobích od začátku 18. stol. až do roku 1730. Teplotní anomálie byla -3,5° C v letech 1700 až 1710, poté v letech 1737 až 1747 byla teplotní změna -2,3° C. a mezi lety 1816 a 1826 byla zjištěna teplotní anomálie o hodnotách -1,7°, resp. -2,1° C za pomoci výzkumných metod STR-IND a STR-RCS. Tyto výsledky byly dosaženy také na základě srovnání naměřených dat teplot ze 70. a 80. let 20. stol (Tremel a kol., 2015).

Vůbec nejnižší teploty byly na základě rekonstrukce zjištěny v roce 1744, kdy byla zjištěna teplotní anomálie o hodnotě $-4,7^{\circ}\text{C}$, podle měření STR-RCS a $-4,1^{\circ}\text{C}$ podle výpočtu STR-IND, oba údaje jsou uvedeny ve srovnání s průměrnou roční teplotou v období posledních 20 let 18. stol. V roce 1821 byla tato anomálie $-4,0^{\circ}\text{C}$ podle obou výpočtů STR-RCS i STR-IND (Tremel a kol., 2015).

7. 5. Srovnání výsledků s alpským regionem

Alpská chronologie teplot ALP11 podle Tremela a kol. (2015) se nejvíce shoduje s rekonstrukcí teplot v Sudetech (v obou metodách měření, jak v STR-IND, tak také v STR-RCS), co se týče korelačního koeficientu – jedná se o statistický ukazatel. (Tremel a kol., 2015).

Rekonstrukce teplot v českých zemích v období sklizně (srpen – září), a také rekonstrukce teplot v alpském regionu se shodují více s teplotní rekonstrukcí v Sudetech (STR), než s rekonstrukcí teplot v Karpatech. Rekonstruované teploty v českých zemích se s těmi v alpském regionu shodují zejména v datových řadách nízkých frekvencí měření (Tremel a kol., 2015).

Podle Tremela a kol. (2015) je zřejmá shoda v teplotních anomáliích, které se objevují ve 40. letech 18. stol. a také kolem roku 1820 pro obě rekonstrukce teplot v Sudetech a pro zbytek rekonstrukcí teplot pomocí šířky letokruhů. Ovšem zaznamenaná anomálie vysokých teplot na konci 18. stol. v Sudetech se ukazuje jen na rekonstrukci teplot v Sudetech, nikoli už v Alpách.

Nejodlišnější anomálie teplot, podle výzkumu letokruhů, měly hodnotu pohybující se mezi $1,6$ a $3,5^{\circ}\text{C}$ (prům. hodnota $2,6^{\circ}\text{C}$). Tyto teploty byly nižší oproti referenčním teplotám za období 1961 – 1990. Oproti tomu naměřené či zdokumentované teploty ukázaly menší anomálie dosahující -1°C (Tremel a kol., 2015).

Podle Tremela a kol. (2015) byla nejchladnější období ze začátku 18. stol. a ve 40. letech 18. stol. zaznamenána v rekonstrukcích teplot v Sudetech. Naproti tomu ostatní rekonstrukce teplot v jiných oblastech ukazují nejchladnější období kolem roku 1815.

Měřená období 21 let (1811-1832) ukazují podobné údaje o teplotách, ovšem anomálie těchto teplot dosahují nižších hodnot. V delších obdobích pozorujeme tedy nižší rozdíly v ročních průměrných teplotách, určených z analýzy letokruhů (Tremel a kol., 2015).

Výsledky těchto měření jsou shrnuty v tabulce č. 1, kde jsou uvedeny anomálie teplot za 11letá a 21letá období. Jak v alpském regionu (modře zvýrazněném), tak v regionu Sudet (červeně podtrženém) pozorujeme vyšší anomálie teplot v 11letých obdobích oproti

anomáliím teplot v 21letých obdobích. Hodnoty anomálií v alpském regionu jsou relativně nižší, než anomálie naměřené v Sudetech.

Recon- struction	11-year period	11-year value (temperature anomaly), °C	21-year period	21-year value (temperature anomaly), °C
TAT	1806–1816	–3.1	1802–1822	–2.9
CAR09	1813–1823	–1.6	1806–1826	–0.9
ALP11	1813–1823	–2.9	1813–1833	–2.2
ALP09	1811–1821	–2.6	1812–1832	–1.9
WH-CZ	1766–1776	–1.1	1756–1776	–0.9
CEU	1813–1823	–1.2	1906–1926	–0.9
STR-IND	1737–1747	–2.3	1729–1759	–1.4
STR-RCS	1700–1710	–3.5	1700–1720	–3.3

Tab. č. 1: Anomálie teplot za referenční období 1961-1990, modře jsou vyznačené výsledky výzkumu letokruhů v Alpách, červeně jsou poté označené výsledky téhož výzkumu v Sudetech (Treml a kol., 2015).

7. 6. Závěr studie letokruhů

V práci Tremla a kol. (2015) se uvádí, že výsledky výzkumu v Sudetech se shodují s teplotami projektovanými v Alpách jen v určitých obdobích, zejména ve 40. letech 18. stol. Teploty se již se neshodují s ostatními regiony, co se týče kladných anomálií teplot.

Práce výše zmíněných autorů ukazuje jak chladnější období, která byla zjištěna v obdobích v první polovině 18. stol. a dále v také mezi lety 1816 a 1826, tak také ukazuje teplejší období na v posledním desetiletí 18. a 19. stol. Dále výzkum ukázal zvýšení teplot o 3,4 °C v letech 1798, 1881, 1946, 2002 a 2006. V těchto letech došlo k výraznějšímu oteplení oproti naměřeným či zdokumentovaným teplotám.

Lze usuzovat, že tato metoda výzkumu letokruhů přibližně ukazuje teplotní anomálie tak, jak by je naměřily meteorologické přístroje, není ovšem přesná a v některých případech se liší o několik teplotních stupňů (Treml a kol., 2015).

Výzkumy letokruhů obecně není vhodné srovnávat s jinými výzkumy založenými na pozorovaných teplotách. Tyto projektované teplotní anomálie jsou jen přibližnými údaji vývoje klimatu, nesou ovšem informaci o přibližném vývoji klimatu v Sudetech a jsou použitelné v dlouhodobých klimatických analýzách.

8. Závěr

Pozorování a projektování teplot je jedním z postupů, jakým je možno popisovat vývoj klimatu. Klima a jeho postupná změna jsou jedním z hlavních témat v diskuzích odborné i politické veřejnosti. V této práci jsem popsal, jakým směrem se bude podle většiny odborníků změna klimatu ubírat. Zejména v oblasti Alp, kterou by mohla změna klimatu zasáhnout nejen z hydrologického, biologického, ale také ze socioekonomického hlediska.

Nejprve byl v práci popsán region Alp z fyzickogeografického hlediska. V této kapitole jsem popsal geografické rozdělení alpské oblasti, vodstvo Alp a jejich podnebí.

V práci je popsáno modelování a projektování teplot v Alpách, také jsou v práci zmíněny jednotlivé GCM, které jsou používány k tvorbě modelů vývoje teplot. Také je v práci popsána tvorba reliéfu v alpském regionu, který je dále použitý v modelech vývoje klimatu. Protože Alpy jsou členitou oblastí, co se týče reliéfu, právě nerovnosti zemského povrchu v Alpách ovlivňují výsledky pozorování a modelování teplot. V různých částech alpského regionu je možno pozorovat odlišnosti vzniklé v důsledku nerovnosti reliéfu.

Dále jsou v práci popsány již dříve pozorované teploty, které byly změřeny na meteorologických stanicích v rozdílných nadmořských výškách. Tyto pozorované teploty ukázaly postupné zvyšování teplot. Také na základě těchto údajů o teplotách jsou vytvářeny modely vývoje teplot do budoucna. Většina modelů ukazuje na postupné zvyšování teplot i o několik teplotních stupňů za dvě desetiletí v 21. stol.

Postupné zvyšování teplot je podle odborných prací, uvedených v této práci, zapříčiněno kombinací faktorů, jak přírodních, tak socioekonomických. Některé přírodní procesy, jako je odraz a absorpce slunečního záření od zemského povrchu, hrají také důležitou roli při změnách teplot. Dále při oteplování hraje roli snížený výskyt oblačnosti, výpar a dlouhodobé sluneční záření. Tyto přírodní vlivy na klima zde ovšem byly i před rozvojem průmyslu a patrně neměly takový vliv na klima do té doby, než začaly být ovlivňovány také lidskou činností.

Člověkem podmíněné klima je také velmi diskutovaným tématem. Předpokládá se, že během 20. stol. člověk výrazně přispěl ke znečišťování ovzduší emisemi z dopravy a průmyslu, a také přispěl ke zvýšení koncentrace skleníkových plynů v atmosféře. To vše vedlo k postupnému oteplování a k ústupu sněhové pokrývky, dokonce k tání ledovců v oblasti Alp. Přestože v posledních 20 letech došlo k výraznému snížení emisí, důsledky předchozího období velkého vypouštění emisí do ovzduší ovlivňují teploty ještě v současnosti. Stále není zcela zřejmé, jakou měrou bude k oteplování přispívat lidská činnost v budoucnosti.

Dále byly v této práci zmíněny emisní scénáře, které předpokládají různý vývoj klimatu do budoucna. Scénář s názvem RCP3PD předpokládá snížení emisí díky vývoji nových technologií v průmyslu, tedy počítají se sníženým vlivem emisí v atmosféře a v důsledku toho předpokládá tento scénář zpomalení vývoje oteplování.

Další scénář s označením A1B počítá se stejným vývojem množství emisí, které bylo zaznamenáno v posledních letech. Tento scénář předpokládá postupné zvyšování teplot v budoucích desetiletích.

Poslední emisní scénář A2 předpokládá zvýšení množství emisí a předpokládané zvýšení teplot je v tomto scénáři v průměru o 5,3° C v posledních 20 letech 21. století.

Moje práce ukazuje, že trend postupného oteplování v alpské oblasti podle všeho již probíhá několik desetiletí a nejspíše bude pokračovat. Důsledky tohoto jevu mohou mít dalekosáhlejší následky, než jen na samotnou průměrnou teplotu v této oblasti. Přestože změna klimatu je relativně dlouhodobý proces a její důsledky nejsou pozorovatelné již po několika letech, výsledky této změny se mohou dostavit po několika desetiletích a následky této změny jsou často nevratné a ovlivňují nejen klima, ale také biosféru a v některých případech i socioekonomickou sféru.

Mezi možné důsledky tohoto procesu patří ústup sněhové pokrývky, rychlejší odtávání sněhu v jarních měsících a hrozba četnějších povodní, v letních měsících je jedním z důsledků sucha a jeho nepříznivý vliv na biosféru a přírodní mikroklima. Je pravděpodobné, že právě v tomto regionu se následky dostaví dříve, než v jiných oblastech Evropy.

Je důležité tedy popsat možný vývoj klimatu do budoucna, aby bylo možné reagovat na vývoj teplot a pokud možno minimalizovat dopady, či dokonce předejít možným důsledkům oteplování.

V poslední části této práce ukazuje další možné metody projektování teplot. Jedná se o výzkum vývoje teplot pomocí analýzy letokruhů. Tato analýza umožňuje popsat vývoj teplot v období, kdy ještě nebyly používány meteorologické přístroje. Díky této metodě bylo možné určit, která období v minulosti byla mimořádně chladná a ve kterých převládaly nadprůměrné teploty.

Tato práce popisuje modelování a projektování vývoje teplot, ukazuje několik modelů vývoje teplot, předkládá možné přírodní i socioekonomické faktory, které ovlivňují průběh dlouhodobého vývoje teplot, a také ukazuje některé možné důsledky tohoto vývoje klimatu.

Seznam použité literatury

- BEGERT, M., SCHLEGEL, T., KIRCHHOFER, W. (2005): Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, 25(1), 65-80.
- BENISTON, M. (2012): Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 412, 291-296.
- BUSER, C. M., et al. (2009): Bayesian multi-model projection of climate: bias assumptions and interannual variability. *Climate Dynamics*, 33(6), 849-868.
- FISCHER, A. M., et al. (2012): Climate change projections for Switzerland based on a Bayesian multi-model approach. *International Journal of Climatology*, 32(15), 2348-2371.
- GŁOWICKI, B. (1998): Long-term temperature record of Snezka station. *Geoekologiczne problemy Karkonoszy I. Poznań, Acarus*, 117-123.
- HELD, I. M., SODEN, B. J. (2006): Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of climate*, 19(21), 5686-5699.
- KNIBBE, B. (2004): Personal analysis system for tree-ring research 4 - Instruction manual. SCIEM, Vienna.
- KOTLARSKI, S., et al. (2011): Elevation gradients of European climate change in the regional climate model COSMO-CLM. *Clim Change*, 10.
- KOTLARSKI, S., LÜTHI, D., SCHÄR, C. (2012): The dependence of 21st century European climate change on surface elevation-an RCM ensemble analysis. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 4356 s.
- KOTLARSKI, S., LÜTHI, D., SCHÄR, C. (2015): The elevation dependency of 21st century European climate change: an RCM ensemble perspective. *International Journal of Climatology*, 35(13), 3902-3920.
- KVĚTOŇ, V. (2001): Climatological normals of air temperature of the Czech Republic in the period 1961-1990 and selected air temperature characteristics of the period 1961-2000. *Národní klimatický program České republiky*.
- MANABE, S., et al. (1991): Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I. Annual mean response. *Journal of Climate*, 4(8), 785-818.
- MEINSHAUSEN, M., et al. (2011): The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic change*, 109(1-2), 213.
- MIGALA, K. (2005): Climatic belts in the European mountains and the issue of global changes. *Geogr. Stud.*, 78, 1-149.
- PEPIN, N., et al. (2015): Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nature Climate Change*, 5, 424-430.
- PHILIPONA, R. (2013): Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1530-1537.

- PIERCE, D. W., et al. (2009): Selecting global climate models for regional climate change studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(21). 8441-8446.
- BRITANNICA, Encyclopædia (2011): Encyclopaedia Britannica. Inc. Chicago, 1965, 111:720.
- ŠLÉGL, J. (2002): Světová pohoří: Přehledové i podrobné mapy, turistické trasy, alpinismus, sport, fauna a flóra, podnebí. Vyd. 2. Knižní klub Balios, Praha. ISBN 80-242-0822-9.
- TREML, V., et al. (2015): A new tree-ring-based summer temperature reconstruction over the last three centuries for east-central Europe. *International Journal of Climatology*, 35(10), 3160-3171.
- TUDOROIU, M., et al. (2016): Negative elevation-dependent warming trend in the Eastern Alps. *Environmental Research Letters*, 11(4), 13 s.
- ZUBLER, E. M., et al. (2014): Localized climate change scenarios of mean temperature and precipitation over Switzerland. *Climatic change*, 125(2), 237-252.
- ZUBLER, E. M., et al. (2016): Climate change signals of CMIP5 general circulation models over the Alps—impact of model selection. *International Journal of Climatology*, 36(8), 3088-3104.
- ZWEIFEL, R., ZIMMERMANN, L., NEWBERY, D. M. (2005): Modeling tree water deficit from microclimate: an approach to quantifying drought stress. *Tree physiology*, 25(2), 147-156.